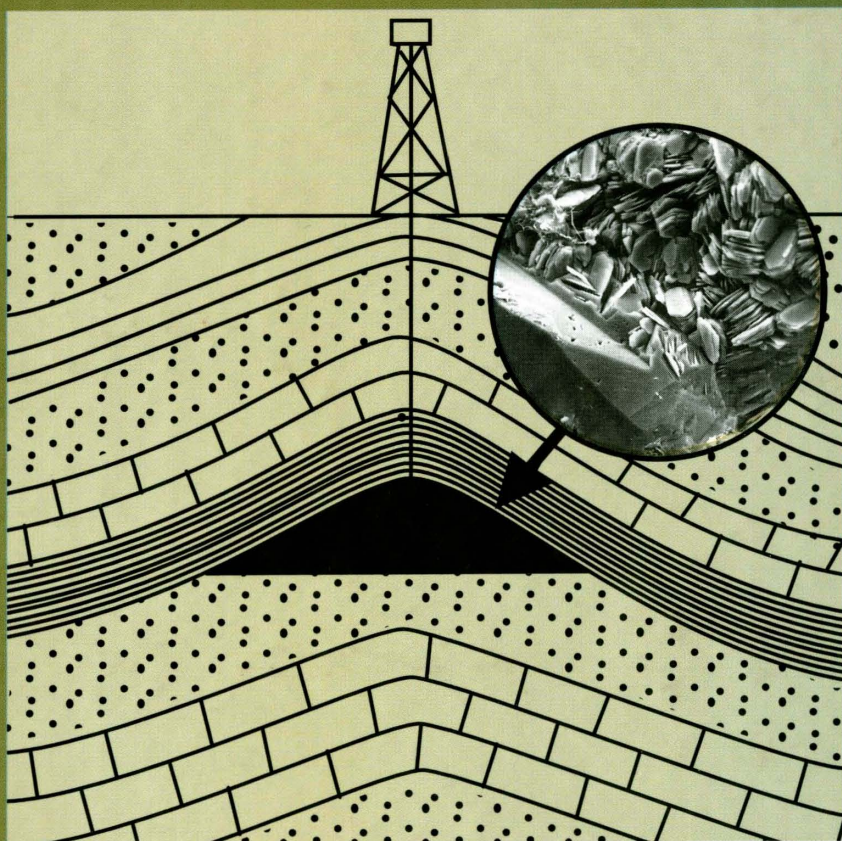


В. И. Осипов
В. Н. Соколов
В. В. Еремеев

ГЛИНИСТЫЕ ПОКРЫШКИ

НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ

В. И. Осипов В. Н. Соколов В. В. Еремеев

ГЛИНИСТЫЕ ПОКРЫШКИ

НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



МОСКВА «НАУКА» 2001

УДК 55; 553.9
ББК 26.3; 26.34
О 74

Рецензент
академик *А.Н. Дмитриевский*

Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В.

Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. – М.: Наука, 2001. – 238 с.; ил.

ISBN 5-02-002745-6

В монографии на примере главнейших нефтеносных бассейнов территории бывшего СССР установлена связь нефтепродуктивных образований с наличием перекрывающих глинистых отложений. В работе даны теоретические основы формирования свойств глинистых покрышек, рассматриваются процессы структурообразования глинистых осадков и описываются закономерности формирования их физических, фильтрационных и механических свойств. На основе фациального анализа различных осадочных нефтегазоносных бассейнов выделено семь типов покрышек, различающихся по своим экранирующим свойствам, и рассмотрены основные факторы, приводящие к улучшению или деградации экранирующих свойств покрышек в процессе литогенеза. Даются модели структур глин и их изменения с глубиной, приведены расчетные графики значений пористости и прочности глин для различных стадий литогенеза и показана принципиальная возможность прогнозирования состояния и свойств глинистых экранов.

Для специалистов в области геологии нефти и газа, литологии, инженерной геологии и гидрогеологии.

ISBN 5-02-002745-6

© Издательство “Наука”, 2001

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
----------------	---

ЧАСТЬ I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

<i>Глава 1. Состав глинистых осадков и их структурообразование при седиментогенезе ...</i>	7
Состав глинистых осадков	7
Структура глинистых осадков	11
Теория структурообразования в глинистых дисперсиях	21
Структурные связи	29
Формирование первичных микроструктур глинистых осадков	33
<i>Глава 2. Литогенез глинистых осадков</i>	38
Общие сведения	38
Стадии литогенеза	39
Границы между стадиями и этапами литогенеза	65
<i>Глава 3. Формирование свойств глинистых покрывок при литогенезе</i>	70
Плотность и пористость	70
Влажность и консистенция	82
Проницаемость	88
Физико-механические свойства	95
Реологические свойства	105
Общие закономерности формирования свойств глин в процессе литогенеза	109

ЧАСТЬ II

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК

<i>Глава 4. Фациальные условия формирования глинистых покрывок</i>	115
Цикличность строения разрезов осадочных бассейнов	115
Питающие провинции	117
Эволюция бассейнов осадконакопления	119
Классификация глинистых покрывок по фациальным условиям образования и экраняющим свойствам	126

<i>Глава 5. Фациальный анализ глинистых покрышек нефтегазоносных бассейнов</i>	130
Основные критерии фациального анализа	130
Фациальный анализ глинистых покрышек седиментационных бассейнов России в связи с их эволюцией	133
Глава 6. Состав фациальных типов глинистых покрышек и его изменение с глубиной	139
Состав фациальных типов глинистых покрышек	139
Сравнительная характеристика состава глинистых покрышек различных фациальных типов	147
Глава 7. Структура и свойства фациальных типов глинистых покрышек	150
Влияние фациальных условий на структурообразование	150
Пористость	158
Микротрещиноватость	166
Проницаемость	171
Разрушение глинистых покрышек различных фациальных типов с глубиной	174

ЧАСТЬ III

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ

<i>Глава 8. Физико-химические модели микроструктур глинистых пород</i>	177
Представления физико-химической механики дисперсных пород как основа моделирования	177
Расчет количества контактов	178
Прочность индивидуальных контактов между глинистыми частицами	184
Глава 9. Разработка математической модели для оценки прочности глинистых покрышек	189
Теоретический расчет изменения прочности индивидуальных контактов с глубиной	190
Расчет изменения количества контактов в глинистых покрышках с глубиной	202
Теоретический расчет прочности глинистых покрышек на разрыв и сжатие	205
Глава 10. Сопоставление результатов теоретического расчета механической прочности глинистых покрышек с экспериментальными данными	212
База экспериментальных данных	212
Сопоставление теоретических и экспериментальных данных	212
Литература	231

ВВЕДЕНИЕ

Глинистые породы – самый распространенный тип отложений в осадочной оболочке Земли, составляющий около половины всей массы осадочных образований в стратосфере. Объем их в земной коре достигает 270 млн км³ (Овчаренко, 1973). В глинах содержится до 85% всех углеродистых органических соединений, включая вещество глинистого цемента кластогенных, а также карбонатных и хемогенных образований (Вассоевич, 1975).

Эволюция слоистых силикатов глин и преобразование органического вещества в бассейнах седиментации в ходе геологической истории тесно связаны между собой. Анализ процесса седиментогенеза в морских и океанических бассейнах показал, что глинистый материал и органическое вещество накапливаются совместно. В пределах мелководных областей внутриконтинентальных морей, шельфа и континентального склона океана тонкодисперсные глинистые илы обогащены органическим веществом детритного происхождения. Это обусловлено близкими размерами глинистых частиц и органического вещества и особой их природой. В относительно глубоководных глинистых отложениях морского генезиса большая часть органического вещества относится к сапропелевому типу, обладающему наибольшим нефтематеринским потенциалом.

Глины играют важнейшую роль не только в генезисе нефтяных углеводородов, но и способствуют их концентрации в залежах. Региональные глинистые экраны – флюидоупоры, в условиях широкого развития межрезервуарной миграции нефтяных и газовых флюидов являются одним из ведущих факторов, контролирующих концентрацию нефтяных и газовых скоплений в пределах различных интервалов отложений осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов. Поэтому важнейший поисковый критерий нефтегазоносных осадочных бассейнов – наличие горизонтов глинистых толщ, играющих роль экранов.

На примере главнейших нефтегазоносных бассейнов Земли установлена связь нефтепродуктивных образований с существованием перекрывающих глинистых отложений преимущественно монтмориллонитового состава. Это свидетельствует о важной роли смектитовых компонентов в формировании региональных глинистых экранов-покрышек и указывает на необходимость изучения геологической истории развития бассейна и фациальных условий формирования глинистых отложений различного минерального состава и дисперсности.

Не меньшее значение имеет изучение постседиментационных преобразований образующихся глинистых осадков по мере их погружения и перекрытия новыми горизонтами осадочного материала. В ходе литогенеза изменяются состав и струк-

тура глин, их физические и механические свойства, происходит постепенная трансформация осадков в глинистые породы, а последних в аргиллиты и алевролиты. Эти преобразования сопровождаются изменением экранирующих свойств глинистых толщ, что отражается на условиях локализации и миграции органического вещества и является одним из важнейших факторов, контролирующих запасы нефти и газа. Поэтому для прогнозирования месторождений углеводородов необходимо знать закономерности изменения экранирующих свойств глин с глубиной, связанные с их пористостью и микротрещиноватостью. Оба эти параметра, в свою очередь, определяются степенью уплотнения и прочностными свойствами глин.

Настоящая работа состоит из 3-х частей. Первая часть посвящена теоретическим основам формирования свойств глинистых покрышек. В ней рассматриваются процессы структурообразования осадков, их преобразования в ходе литогенеза и описываются закономерности формирования их физических, фильтрационных и механических свойств.

Во второй части дается описание условий образования глинистых толщ и фациальный принцип подразделения образующихся глинистых покрышек. На основе фациального анализа различных осадочных нефтегазоносных бассейнов выделяются фациальные типы покрышек и проводится анализ корреляционных зависимостей между свойствами глин и глубиной их залегания.

Заключительная – третья, часть работы посвящена моделированию изменений состояния и свойств глинистых покрышек при литогенезе и прогнозированию их экранирующих свойств. Рассмотрены модели структур глин и их изменения с глубиной, приведены расчетные графики значений пористости и прочности глин для различных стадий литогенеза и показана принципиальная возможность прогнозирования состояния и свойств глинистых экранов.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глава I

СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ И ИХ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ ПРИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ

Состав глинистых осадков

Глинистые осадки, образующиеся в осадочных бассейнах, представляют гетерогенную, термодинамически неуравновешенную органо-минеральную систему, которая является благоприятной средой для развития в ней различных биохимических, физико-химических и физико-механических процессов.

Твердая часть осадка формируется из минеральных частиц и органического вещества, оседающих на дно бассейна из водных взвесей. Основу минеральной части составляют аллотигенные и аутигенные минералы. Первые привносятся из окружающих осадочный бассейн континентальных областей, где идет мобилизация и накопление осадочного материала в результате процессов выветривания. Основные породообразующие минералы – кварц, полевые шпаты, слюды, труднорастворимые соли, глинистые минералы. Минералы основных силикатов и солей образуют как правило песчаную (0,05–2 мм) и пылеватую (алевритовую) (0,05–0,005 мм) фракции глинистых осадков, в то время как глинистые минералы накапливаются в глинистой (< 0,005 мм) фракции (Pettijohn, 1975). Иногда к глинистой (пелитовой) фракции относят частицы размером < 0,002 или даже < 0,001 мм (Сергеев и др., 1983).

Образование аутигенных минералов происходит непосредственно в осадочном бассейне за счет многочисленных химических элементов, выносимых из кор выветривания. В жидкой среде они формируют коллоиды в виде гидроксидов кремнезема, железа, алюминия, марганца, на основе которых, при достаточном содержании щелочных металлов, в жидкой фазе, может происходить синтез аутигенных глинистых минералов, таких как каолинит, монтмориллонит, гидрослюда (1М), хлорит, смешанослойные фазы. Одновременно хемогенным путем могут образовываться карбонатные соединения (кальцит, гипс, сидерит), а при недостатке кислорода – соединения закисного железа.

Наряду с основными породообразующими минералами осадки содержат значительное количество органического вещества – крупный и мелкий растительный детрит и скелеты различных организмов. В прибрежных условиях идет накопление, в основном растительной органики – остатков растений, принесенных с суши. В глубоководной части бассейнов органическое вещество представлено продуктами распада живых и растительных организмов, живущих в море: диатомей, кокколитофорида, фораминифера, радиолярий и др.

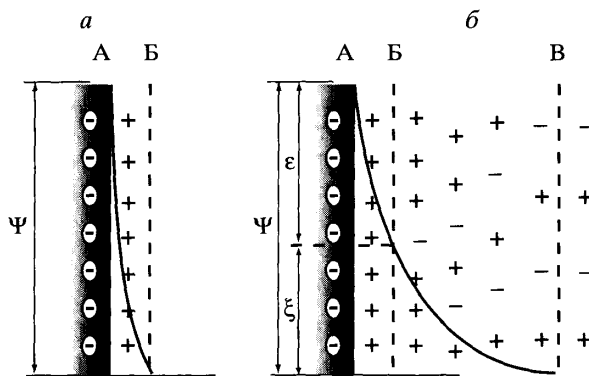


Рис. 1. Строение двойного электрического слоя на поверхности глинистой частицы в воздушной (а) и водной (б) средах:

Ψ – термокинетический потенциал, ξ – электрокинетический потенциал, ϵ – адсорбционный потенциал, АБ – адсорбционный слой ионов, БВ – диффузный слой ионов

Присутствие органического вещества способствует развитию бактерий (сульфатредуцирующих, метановых и др.), под влиянием которых происходит разложение органики. В аэробных условиях образуются газообразные продукты – CO_2 , метан, а в анаэробных условиях – CO_2 , метан, водород. Лигнин превращается в гуминовые кислоты, а белки – в аммиак и аминокислоты.

Глинистые минералы, коллоидные образования гидроксидов и гумифицированная органика обладают исключительно развитой удельной поверхностью и создают в осадке огромный запас свободной поверхностной энергии в виде нескомпенсированных валентных связей и поверхностных молекулярных сил. Это определяет высокую активность коллоидной и глинистой составляющих осадков в процессах структурообразования и ионного обмена с внешним раствором.

Присутствие глинистых минералов и коллоидов обуславливает развитие электрокинетических явлений в осадках. При взаимодействии с жидкой фазой твердые минеральные образования адсорбируют на своей поверхности ионы солей и образуют двойной электрический слой. Механизмов образования двойного электрического слоя может быть несколько. У глинистых минералов формирование его связано с наличием избыточного отрицательного потенциала, возникающего при гетеро-валентных изоморфных замещениях, который компенсируется катионами-компенсаторами с образованием адсорбционного слоя катионов на поверхности минералов (рис. 1, а). В водной среде часть катионов адсорбционного слоя диссоциирует и формирует диффузный слой ионов (рис. 1, б). Толщина диффузного слоя может составлять десятки, в некоторых случаях достигает 100 нм и более. В соответствии с изменением толщины диффузного слоя меняется расстояние от поверхности глинистой частицы, на которое действует ее электростатическое поле – электрокинетический или ξ -потенциал.

Наличие электростатического поля является мощным стабилизирующим фактором глинистых минералов и коллоидов, позволяющим им при определенных условиях сохранять свою устойчивость и не участвовать в процессах агрегации и коагуляции. Теории устойчивости минеральных дисперсий и коллоидов посвяще-

на обширная физико-химическая литература (Дерягин, 1941; Дерягин, Ландау, 1945; Дерягин, 1986). Основные положения этой теории нами будут рассмотрены в последующих параграфах.

Важное значение для структурообразования в глинистых осадках имеет тот факт, что глинистые минералы способны менять знак потенциала на боковых сколах при изменении pH среды. Так, в кислой среде поверхность глинистых частиц оказывается гетеропотенциальной: базальные поверхности имеют отрицательный потенциал, а боковые сколы – положительный (Осипов, Сергеев, 1972; Сергеев и др., 1983). В щелочной среде базальные поверхности минералов и их сколы несут одинаковый (отрицательный) потенциал. Это связано с тем, что гидроксиды алюминия и железа, входящие в состав кристаллической структуры глинистых минералов, проявляют амфотерные свойства и, в зависимости от характера среды, могут иметь избыточный отрицательный или положительный заряд: первый характерен для щелочных условий, второй – для кислых. Изменять свой заряд могут также органические (гумусовые) коллоиды. Обычно они имеют отрицательный потенциал, однако при взаимодействии с катионами сильных оснований (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) жидкой фазы могут образовывать органометаллические соединения (гуматы), которые несут положительный заряд.

Помимо твердых минеральных и органических соединений значительную долю объема осадков занимает жидкая фаза. Заключенная в осадках вода может находиться в различном физическом состоянии. В зависимости от характера связи с минералами выделяется свободная, физически связанная и химически связанная вода (Злочевская, 1969; Кульчицкий, 1975; Сергеев и др., 1983).

Свободная вода заполняет поры осадка и не испытывает каких-либо воздействий со стороны минерального скелета осадка. Она находится в поле гравитационных сил и перемещается в осадках в соответствии с законами гидравлики.

Физически связанная вода, в отличие от свободной, находится под воздействием силовых (молекулярного и электростатического) полей минералов. Она образует тонкий слой вокруг твердых частиц, поэтому ее часто называют пленочной водой. В зависимости от энергии связи с минеральной поверхностью физически связанная вода, в свою очередь, подразделяется на прочносвязанную (адсорбированную или адсорбционно-связанную) и слабосвязанную (осмотическую и капиллярную) (Злочевская, 1969; Кульчицкий, 1975; Сергеев и др., 1983; Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах, 1988).

Прочносвязанная вода образуется при гидратации адсорбционного слоя ионов на внешних поверхностях и в межслоевом пространстве глинистых минералов, а также в результате адсорбции молекул воды на координационно ненасыщенных атомах боковых сколов и структурных ОН-группах базисных поверхностей кристаллических решеток глинистых минералов с формированием координационных, водородных, ион-дипольных, диполь-дипольных и других связей. Энергия связи молекул воды с поверхностью глинистых частиц изменяется от 130 кДж/моль (для наиболее энергетически активных адсорбционных центров) до 40 кДж/моль и менее (связи между молекулами воды внутри пленки адсорбционно-связанной воды) (Сергеев и др., 1983; Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах, 1988).

Экспериментальными исследованиями Д. Грин-Келли и Б.В. Дерягина (1963) было установлено, что молекулы прочносвязанной воды ориентированы перпендикулярно поверхности минерала и образуют полислойную пленку из ориентирован-

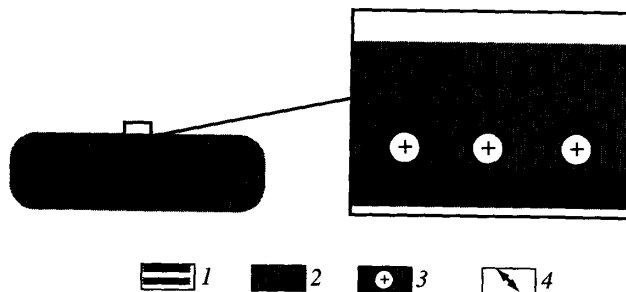


Рис. 2. Прочносвязанная (адсорбционно-связанная) вода на поверхности глинистой частицы:
1 – глинистая частица, 2 – прочносвязанная вода, 3 – обменные катионы, 4 – молекулы воды

ных молекул воды (рис. 2). При этом катионы адсорбционного слоя вызывают некоторое нарушение ориентации молекул воды. Толщина образующегося структурированного гидратного покрова возрастает с повышением гидрофильности минерала и достигает 1,5–6,0 нм. При повышении температуры толщина пленки адсорбционно-связанной воды уменьшается, и при достижении 65–70 °С происходит ее полное разрушение (Дерягин и Чураев, 1984; Связанная вода в дисперсных системах, 1980; Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах, 1988).

Особое структурное состояние адсорбционно-связанной воды обуславливает существование у нее специфических термодинамических и физико-механических свойств, отличных от свойств свободной воды. Так, например, величина предельного напряжения сдвига для пленки адсорбционно-связанной воды составляет 9,5–13 Па, в то время как у свободной воды она равна 10^{-3} Па (Бондаренко, 1973). Вода в таких пленках обладает пониженными значениями диэлектрической проницаемости, растворяющей способности, температуры замерзания, повышенной теплопроводностью.

Слабосвязанная (осмотическая) вода образуется за счет осмотических сил и формирует внешнюю гидратную оболочку минералов (рис. 3). Ее толщина соизме-

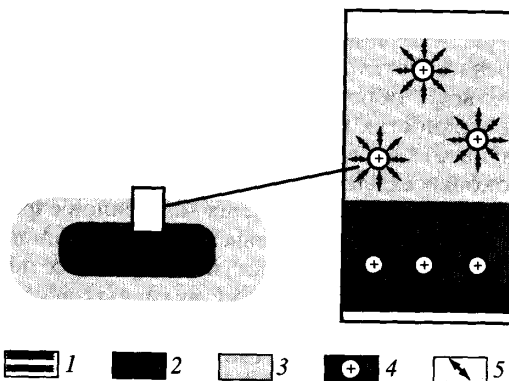


Рис. 3. Слабосвязанная (осмотическая) вода на поверхности глинистой частицы:
1 – глинистая частица, 2 – прочносвязанная вода, 3 – слабосвязанная вода, 4 – обменные катионы, 5 – молекулы воды

рима с дебаевским радиусом ионной атмосферы ($1/\chi$) и достигает у силикатных поверхностей 100 нм и более. Осмотическая вода связана с катионами диффузного слоя и удерживается ими вблизи поверхности минерала, не испытывая со стороны последней непосредственного воздействия. По своим структурным особенностям и свойствам она мало отличается от объемной фазы. Однако осмотическая вода не участвует в процессе фильтрационного массопереноса, и удаление (отжатие) ее из породы возможно только при значительном давлении. Поэтому присутствие этой категории воды оказывает большое влияние на процессы структурообразования, фильтрационные и физико-механические свойства глинистых осадков.

К категории слабосвязанной относится также капиллярная вода, образующаяся в тонких порах и капиллярах на границе раздела фаз при значительном содержании в осадках заземленного газа. По своему энергетическому состоянию и свойствам она близка к осмотической воде, хотя механизмы образования этих двух разновидностей слабосвязанной воды совершенно различны.

Общее содержание слабосвязанной воды в осадке зависит от его минерального состава, структуры, физико-химических и термобарических факторов.

Третья категория воды – химически связанная, входит в кристаллическую решетку глинистых минералов. Ее удаление происходит при температурах 500–700 °С и сопровождается полным распадом минералов.

Состав осадков играет важную роль в формировании глинистых покрышек. Однако не меньшее значение имеют процессы структурообразования, являющиеся чутким индикатором всех изменений, происходящих в глинистых системах, и определяющие физические, механические и фильтрационные свойства глин на всех этапах их преобразований. Поэтому при изучении глинистых покрышек нефтяных и газовых месторождений наряду с исследованием состава глин важное значение имеют вопросы структурообразования глинистых отложений.

Структура глинистых осадков

Понятие структуры. Термин “структура” – системное понятие, применимое для различных уровней пространственной организации вещества в природе. Если проанализировать окружающее нас мироздание от элементарного (атомного) до глобального и планетарного уровней, то можно выделить системный ряд понятий структуры окружающих нас твердых природных тел: структура атома, структура кристалла, структура породы, структура толщи (фации, формации) как многопородного природного образования, структура земной коры, структура Земли и т.д.

В зависимости от решаемых задач изучение структуры природных геологических образований ведется на разных уровнях. Так, кристаллографы и минералоги изучают структуру в основном на атомном и минеральном уровнях, петрографы, литологи, инженер-геологи, гидрогеологи – на горнопородном и фациальном (формационном) уровнях, а геологи-тектонисты и геофизики – начиная от фациального и до более высоких уровней.

Изолирующие свойства глинистых пород определяются особенностями структуры как самих глин, так и слагаемых ими толщ. Поэтому при изучении глин как покрышек нефтяных и газовых залежей необходимо исследование их структур по крайней мере на двух уровнях: горнопородном и фациальном. Сказанное является одной из основополагающих идей, определяющих построение настоящей работы.

Структура глин на горнопородном уровне характеризуется строением твердого (состоящего из минеральных и органических образований) каркаса породы, пористостью и наличием микронеоднородностей (микрослоистости и микротрещиноватости). Из-за высокой дисперсности глин изучение их структуры ведется в лабораторных условиях с применением высокоразрешающих оптических и электронных растровых микроскопов. Получаемые при больших увеличениях изображения позволяют изучать тонкие детали структуры, поэтому их часто называют микроструктурой глин.

Структура глинистых толщ характеризуется условиями их залегания, изменениями литологического состава, вертикальной и горизонтальной неоднородностями, наличием трещиноватости. Изучение структуры глинистых толщ на фациальном уровне обычно проводится в полевых условиях с применением геофизических, буровых и других видов исследований.

В настоящей работе основное внимание будет уделено формированию структуры и свойств глинистых пород на горнопородном уровне, а также особенностям состава, строения и свойств глинистых толщ, которые определяются фациальными условиями их образования.

Прежде чем перейти к рассмотрению структурообразования в глинах, следует уточнить само понятие структуры, которое мы используем на горнопородном уровне применительно к структуре пород. При описании структур горных пород в геологии сформировалось два подхода – морфометрический и энергетический. Наибольшее распространение получил первый, при котором в основу понятия структуры положены морфометрические особенности структурных элементов и их соотношение в породе. В петрографии существует ряд определенных структуры породы, основанных на этом принципе (Заварицкий, 1955; Pettijohn, 1975; Фролов, 1992).

При энергетическом подходе понятие структуры основывается на таких признаках, как характер взаимодействия структурных элементов и энергия структуры в целом. Наиболее широкое применение энергетический принцип нашел в физико-химической механике дисперсных систем – новом научном направлении, развитом П.А. Ребиндером (1966) 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.

Исследование энергетических признаков структур горных пород не входило в круг задач, решаемых в петрографии. Иная ситуация сложилась в инженерной геологии, геофизике, нефтяной геологии, где изучение физических и физико-механических свойств пород невозможно без знания структурных связей, т.е. характера взаимодействия структурных элементов, условий формирования и изменения этих взаимодействий под влиянием внешних и внутренних факторов. Поэтому применительно к глинистым покрышкам понятие структуры породы не может рассматриваться без включения в него энергетических признаков.

Исторически сложилось так, что еще один очень важный признак строения породы – пространственное расположение структурных элементов, не входит в петрографическое понимание структуры. Эти особенности породы в петрографии названы текстурой. Терминологически понятия структуры и текстуры близки между собой. Поэтому очень часто одно подменяют другим. Так, например, в англоязычной литературе им придается обратное значение по сравнению с их значением в русской и немецкой научной литературе: структура называется текстурой, а понятие струк-

туры, наоборот, отражает текстурные признаки. Следует напомнить, что когда речь идет о структуре атома, структуре минерала, то имеется в виду, прежде всего, их геометрический аспект. Непонятно, почему при рассмотрении структуры породы ее геометрический аспект забывается. Следует, очевидно, перейти к широкому пониманию термина структуры породы, когда геометрические особенности (текстура), так же как морфометрические и энергетические, являются ее частными признаками.

Таким образом, трактовка понятия структуры породы применительно к глинистым покрышкам должна включать три группы признаков: 1) морфометрические (размер, форма, характер поверхности структурных элементов и их количественное соотношение); 2) геометрические (пространственная композиция структуры); 3) энергетические (тип структурных связей). С учетом сказанного можно сформулировать понятие структуры породы следующим образом (Осипов, 1985): *структура – это пространственная организация всего вещества породы, характеризующая совокупностью морфометрических, геометрических и энергетических признаков, которые, в свою очередь, определяются составом, количественным соотношением и взаимодействием компонентов породы.*

Морфометрические признаки структуры. Морфометрические признаки структуры определяются твердыми (минеральными и органическими) 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 морфометрических особенностей ее отдельных элементов.

Твердые структурные элементы – 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.

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, иголок, трубочек (рис. 4). Размер глинистых частиц во многом определяется их минеральным составом и варьирует от нескольких десятков нанометра (монтмориллонит) до нескольких микрометров (каолинит). Подробное описание особенностей частиц глинистых минералов содержится в работах Л.Г. Рекшинской (1966), Х. Бьютелспейчера и Х. Марела (Beutelspacher and Marek, 1968).

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 (рис. 5, а). Наиболее характерны ультрамикроагрегаты для смектитов и смешанослойных 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 пер-

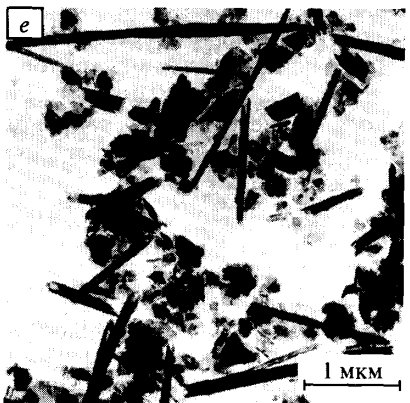
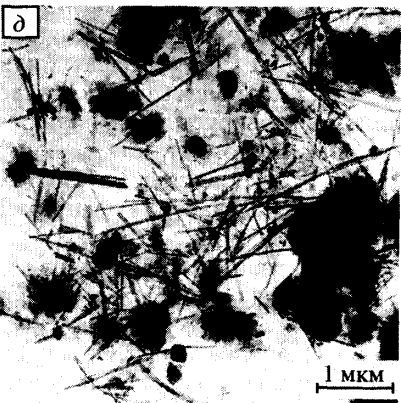
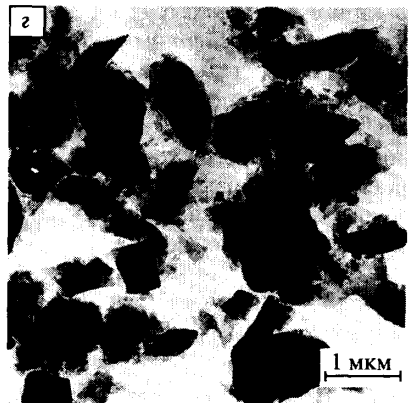
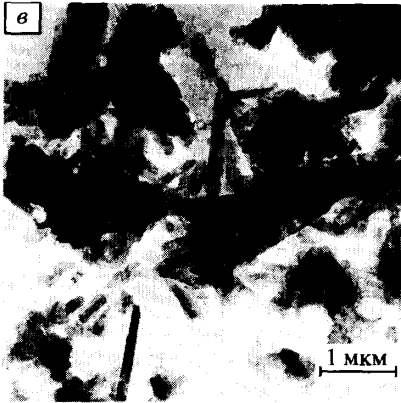
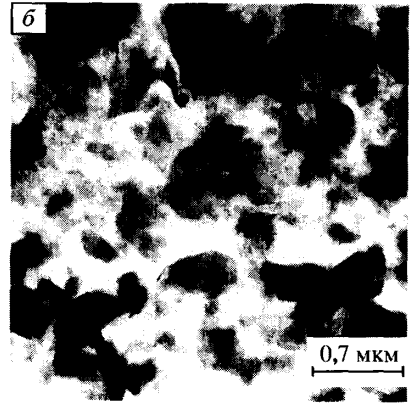
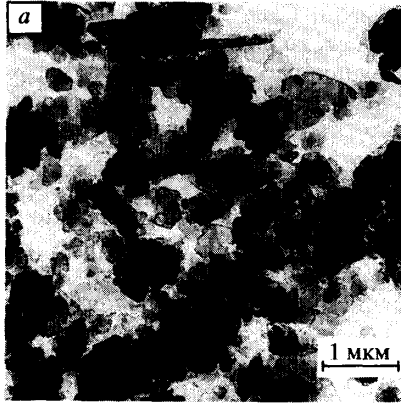
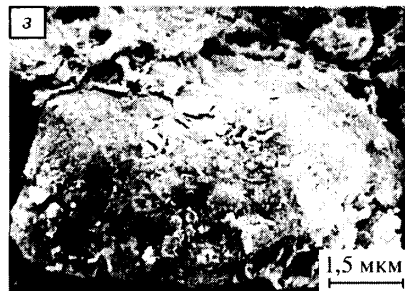
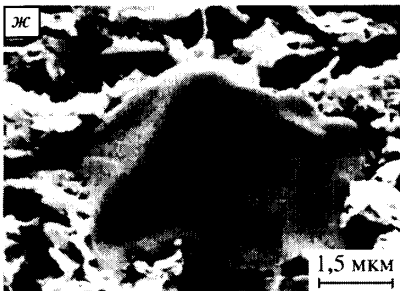
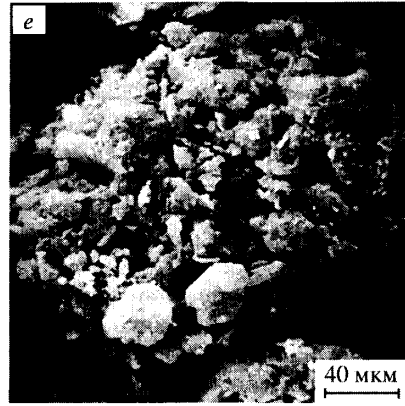
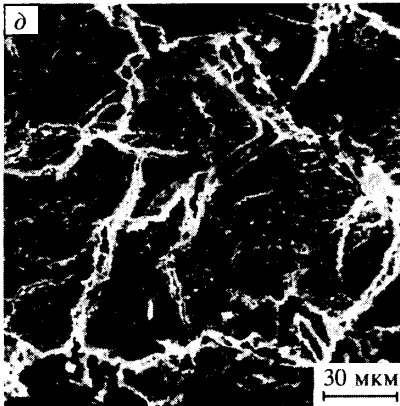
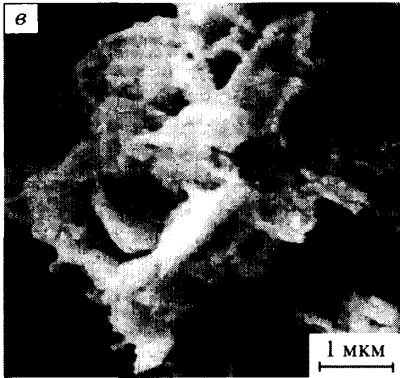
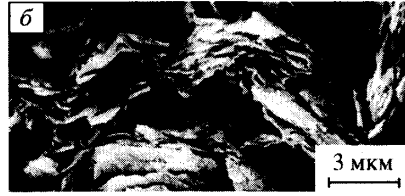


Рис. 4. Морфология глинистых частиц:
а – каолинит; б – монтмориллонит; в – гидрослюда; г – смешанослойные минералы; д – палыгорскит; е – галлузит



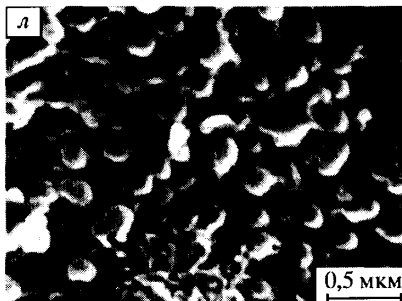
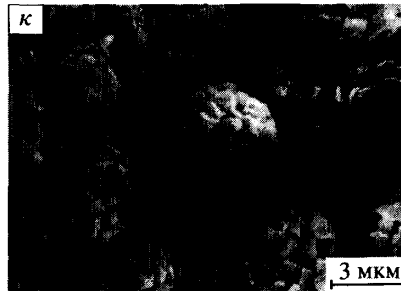


Рис. 5. Твердые структурные элементы в глинистых породах:

а – ультрамикрoагрегаты; б–г – микрoагрегаты; д, е – агрегаты; ж, з – зерна; и – микрофауна; к – включения пирита; л – гуминовая кислота

вичной частицей, а ультрамикрoагрегатом. При определенных условиях ультрамикрoагрегаты образуют и другие глинистые минералы (каолинит, гидрослюда). Длина ультрамикрoагрегатов изменяется от долей до нескольких микрометров. Важная особенность ультрамикрoагрегатов – их достаточно высокая прочность. Ультрамикрoагрегаты 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 их предельно диспергированное состояние, а, скорее, ультрамикрoагрегатный состав.

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

Наиболее распространены микрoагрегаты, в которых глинистые частицы и ультрамикрoагрегаты контактируют по базисным плоскостям или по типу базис–скол, но под малыми углами наклона частиц, что приводит к образованию анизометричных структурных элементов листоватой, вытянутой и слегка изогнутой формы (рис. 5, б).

Каолиниты часто образуют доменоподобные микрoагрегаты, состоящие из аксиально ориентированных первичных частиц и ультрамикрoагрегатов (рис. 5, з). В ряде случаев в глинах полиминерального состава могут встречаться изометричные микрoагрегаты (рис. 5, в).

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

Весьма специфическую форму микроагрегатов имеют богатые железом смектиты (нонтронит), гидрослюды (глауконит). Оба минерала формируют 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 (рис. 5, д) и глинисто-пылеватые *агрегаты* (рис. 5, е), состоящие из нескольких глинистых микроагрегатов или ассоциации глинистых микроагрегатов с пылеватыми и тонкопесчаными зернами. 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 они 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 (рис. 5, д).

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 кварцевые зерна. Преобладают изометричные зерна различной степени окатанности и сохранности (рис. 5, ж, з). Их размер колеблется от 0,005 до 2 мм. Характерная особенность первичных минеральных зерен – наличие на них “рубашек” из тонкодисперсного материала (рис. 5, з), представленного 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 (рис. 5, и). Кроме того, в породах морского происхождения и глинистых образованиях аридных зон имеются включения различных солей. Чаще всего это колломорфные скопления тонкодисперсных кристаллов хемогенного кальцита или нитевидные микрокристаллы аутигенного кальцита (Грабовска-Ольшевска, Осипов, Соколов, 1984).

В морских глинистых отложениях нередко включения пирита (рис. 5, к), джайпурита и других рудных образований. Наконец, многие глины содержат включения

органических веществ в виде слабо разложившихся органических остатков, гуминовых кислот и других высокомолекулярных соединений. Разложившаяся органика активно взаимодействует с глинистыми минералами, образуя на их поверхности своеобразные органоминеральные комплексы, хорошо различимые в растровом электронном микроскопе по глобулярным агрегатам гуминовых кислот (рис. 5, л).

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.

В реальных условиях вследствие полидисперсности, анизометричности и малых размеров твердых структурных элементов пористость молодых осадков может достигать 85–90%. В то же время у плотных литифицированных глинистых пород она составляет 20–30%, а у аргиллитов и алевролитов не превышает 4–10%. Следует также отметить, что на величину общей пустотности, особенно у литифицированных глинистых пород, большое влияние могут оказывать трещины и микротрещины.

Помимо *общей* пористости при изучении глинистых пород часто выделяют открытую, закрытую и эффективную пористость (Сергеев и др., 1983). *Открытая* пористость характеризует суммарный объем пор, сообщающихся между собой, а *закрытая* – объем изолированных 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. Поэтому величина эффективной пористости зависит от удельной поверхности породы, вязкости поровых растворов и градиента напора, определяющего движение жидкости.

Размер пор в глинистых породах изменяется в широких пределах: от сотых долей до нескольких десятков микрометров. Среди существующих классификаций пор по размерам наиболее обоснована классификация Е.М. Сергеева (Сергеев и др., 1983), 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 авторами 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). При этом за нижнюю границу макропор было принято значение 100, а не 1000 мкм. Таким образом, в последующих описаниях используются следующие градации пор: *ультрамикропоры* (< 0,1 мкм), *микропоры* (0,1–100 мкм) и *макропоры* (> 100 мкм).

Другая важная характеристика пор – их форма. По морфологии можно выделить следующие виды пор:

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

2) *анизометричные*, у которых отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений изменяется от 1,5 до 10. Обычно при описании размера

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, внутризерновые и поры биогенного происхождения (Грабовска-Ольшевска, Осипов, Соколов, 1984).

Межчастичные поры возникают внутри ультрамикроагрегатов и микроагрегатов в результате неплотного взаимного прилегания первичных частиц (рис. 6, 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 (рис. 6, 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 (рис. 6, 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 осадочного происхождения встречаются редко. Они характерны для некоторых видов элювиальных глин и широко развиты в лёссовых породах (рис. 6, г). Поры обычно изометричные, реже анизометричные, размер изменяется от нескольких до десятков микрометров.

Межзернистые поры присутствуют в глинистых породах с высоким содержанием песчаных и пылеватых зерен. Возникающие между зёрнами изометричные и анизометричные микропоры имеют размеры от нескольких до десятков микрометров (рис. 6, д).

При определенном сочетании глинистого материала и обломочных зерен в глинистых породах образуются микропоры более сложного строения – *межмикроагрегатно-зернистые* (рис. 6, 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, имеются *внутризерновые* поры (рис. 6, ж) и поры биогенного происхождения (рис. 6, з). Первые – изометричной формы с диаметром до нескольких микрометров, образуются чаще всего в зёрнах карбонатного

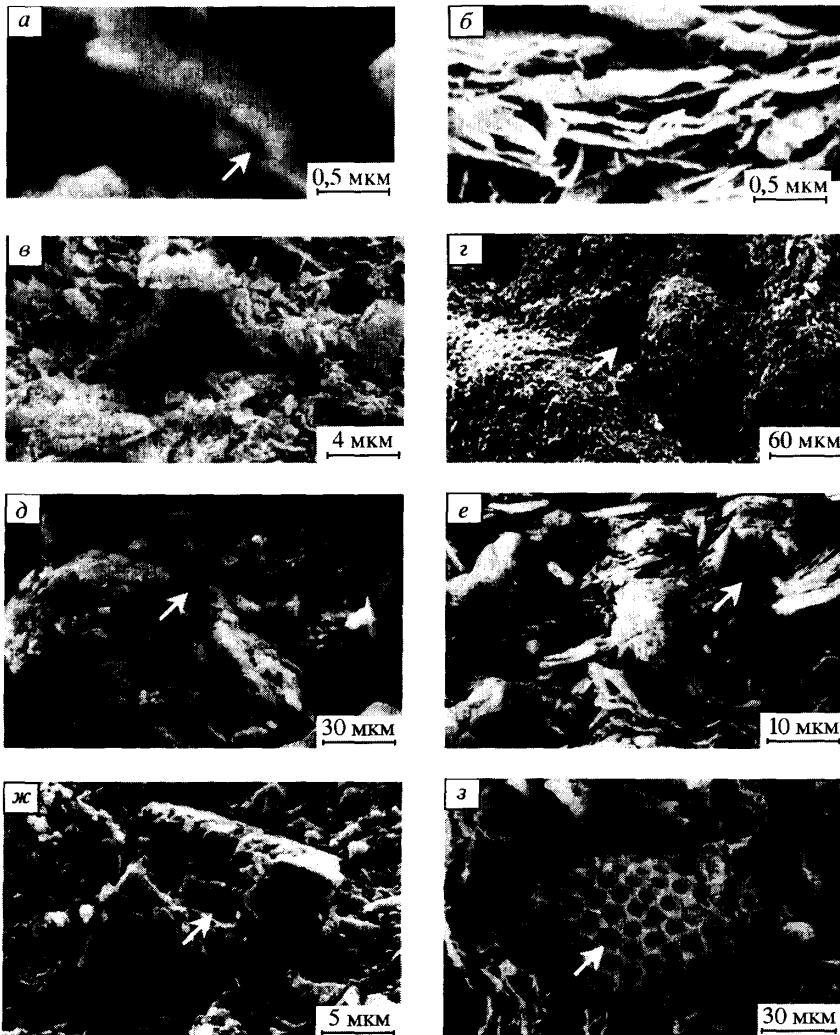


Рис. 6. Типы пор в глинистых породах:

a – межчастичные; *б* – межультрамикроагрегатные; *в* – межмикроагрегатные; *з* – мегаагрегатные; *д* – межзернистые; *е* – межмикроагрегатно-зернистые; *ж* – внутризерновые; *з* – поры биогенного происхождения

состава в результате выветривания. Поры биогенного происхождения обычно округлой формы, их размеры – от долей до десятков микрометров.

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

При изучении структуры глинистых пород на микроуровне ее геометрические признаки характеризуются упорядоченным состоянием частиц, микроагрегатов, зе-

рен и пор, имеющих анизометричную форму. При этом эффект пространственной ориентации может усиливаться и за счет расположения в одной плоскости изометричных микропор.

Для количественной оценки геометрических признаков структуры определяют 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 ультрамикрoагрегатов) и направлением координатных осей X , Y , Z (Метод. пособие по инж.-геол. изучению горных пород, 1984). При исследовании плоского изображения структуры (шлифа, аншлифа) направление преимущественной ориентации задается лишь одним углом θ к направлению напластования.

Степень, или показатель ориентации K_a , 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.

По степени ориентации структурных элементов все глинистые породы могут подразделяться на *слабоориентированные* ($K_a = 0-7,0\%$); *среднеориентированные* ($K_a = 7,1-22,0\%$) и *высокоориентированные* ($K_a = 22,1-78,0\%$) (Соколов, 1988).

С увеличением степени ориентации структурных элементов наблюдается возрастание анизотропии проницаемости, а также прочностных и деформационных свойств глинистых пород.

Теория структурообразования в глинистых дисперсиях

Общие закономерности устойчивости и коагуляции дисперсных коллоидных систем впервые были сформулированы Б.В. Дерягиным, Л.Д. Ландау (Дерягин, Ландау, 1945), Е. Фервейем и Т. Овербеком (Verwey, Overbeek, 1948). Основанная ими теория устойчивости коллоидных систем получила название ДЛФО (Дерягин–Ландау–Фервей–Овербек). В основе теории ДЛФО лежат представления о балансе сил отталкивания и притяжения, действующих между коллоидными частицами. Первые определяют стабилизацию глинистых дисперсий, а вторые – их агрегацию и коагуляцию.

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 (ДЭС) частиц, а вторые – с взаимодействием пленок адсорбционной воды. Ниже рассмотрена природа обоих видов взаимодействий.

Один из наиболее мощных факторов, определяющих устойчивость дисперсных систем – электростатическое взаимодействие двойных электрических слоев глинистых 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 не перекрытой и перекрытой зонам ДЭС, представляет собой *электростатическую составляющую расклинивающего давления* P_e , расчет которой на основе теории двойного электрического слоя Гуи–Чепмена и теории сильных электролитов Де-

бая-Хьюккеля был выполнен Б.В. Дерягиным в 1937 г. (Дерягин, 1986), а затем и другими исследователями.

Для общего случая уравнение электростатической составляющей расклинивающего давления, возникающей между двумя плоскими поверхностями, имеет следующий вид:

$$\Pi_e = 64n_0kT\gamma^2 e^{-\kappa h}, \quad (1.1)$$

где n_0 – концентрация внешнего раствора; $\gamma = \text{th}[Ze\phi_0/(4kT)]$; Z – валентность противоиона; e – заряд электрона; ϕ_0 – потенциал поверхности; k – постоянная Больцмана ($1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К); T – температура, °К; κ – эффективная толщина диффузного слоя; h – расстояние между частицами.

Для слабо заряженных поверхностей имеем:

$$\Pi_e = \frac{4Z^2 e^2 \phi_0^2 n_0}{kT} e^{-\kappa h}. \quad (1.2)$$

Из уравнения (1.2) видно, что для слабо заряженных поверхностей Π_e пропорционально квадрату потенциала поверхности ϕ_0 .

Для сильно заряженных поверхностей расклинивающее давление может быть оценено следующим образом:

$$\Pi_e = 64n_0kT e^{-\kappa h}. \quad (1.3)$$

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

Уравнения (1.2, 1.3) относятся к взаимодействию двух частиц с плоскими поверхностями. Для сферических частиц при расчете дальних взаимодействий часто применяют решение:

$$\Pi_e = \frac{8(kT)^2 \epsilon r}{e^2 Z^2} \gamma^2 e^{-\kappa h}. \quad (1.4)$$

где ϵ – диэлектрическая постоянная среды, r – радиус частицы.

В соответствии с уравнением (1.4) электростатическая компонента расклинивающего давления сферических частиц прямо пропорциональна их радиусу r .

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

$$\Pi_e = \frac{\epsilon r \phi_0^2}{2} \ln[1 + e^{-\kappa h}]. \quad (1.5)$$

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

$$\Pi_e = \frac{\epsilon r \phi_0^2}{h + 2r} e^{-\kappa h}. \quad (1.6)$$

Другая составляющая расклинивающего давления между частицами возникает при взаимодействии структурированных адсорбционных пленок воды. Она проявляется при достаточно тесном сближении частиц (порядка 1,5–6,0 нм), когда происходит перекрытие их гидратных адсорбционных слоев.

Как уже отмечалось, тонкие пленки молекул воды, адсорбированные на поверхности минералов, находятся в особом структурном состоянии и их свойства отличаются от свойств свободной воды. При перекрытии 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. Впервые присутствие таких сил было установлено Б.В. Дерягиным и Е.В. Обуховым в 1935 г. Позднее Б.В. Дерягин и Н.В. Чураев (1972) назвали их *структурными силами* или *структурной составляющей расклинивающего давления* (P_s). 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 его зависимость от толщины адсорбционной пленки были экспериментально доказаны Б.В. Дерягиным и З.М. Зориным (1955), Б.В. Дерягиным и Н.В. Чураевым (1972) на примере смачиваемой поверхности кварца и стекла. Позже аналогичные данные были получены для пластинок слюды (Israelachvili, Adams, 1978) и монтмориллонита (Viani, Low, Roth, 1983). Австралийские физико-химики Я. Израелашвили и Р. Пашлей (Israelachvili, Pashley, 1983) связывают расклинивающий эффект с образованием ориентированных молекул воды при гидратации катионов, называя его гидратационным.

Впервые расчеты $P_s(h)$ были выполнены С. Марчелем и Н. Радичем (*Marčelja, Radič*, 1976) на основе полученной ими эмпирической зависимости:

$$P_s(h) = K \exp(-h/l), \quad (1.7)$$

где K и l – эмпирические константы, значения которых для различных условий измерений табулированы Б.В. Дерягиным и Н.В. Чураевым (1984). Полученные результаты удовлетворительно совпали с экспериментальными данными.

Силы притяжения. К силам притяжения относятся молекулярные или ван-дер-ваальсовы силы, действующие между отдельными молекулами и атомами. Они намного слабее сил химической природы, являются ненасыщенными и в первом приближении могут считаться аддитивными. Благодаря этому свойству такие силы возникают при сближении как коллоидных частиц, так 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* P_m (Дерягин, Чураев, 1984; Шукин, Перцов, Амелина, 1982).

Существуют две теории расчета молекулярных сил: микроскопическая, разработанная Ф. Лондоном (London, 1937) и Х. Гамакером (Hamaker, 1937), и макроскопическая, развитая в трудах Е.М. Лифшица (1954, 1955). Согласно первой теории энергия молекулярного притяжения двух сферических частиц с одинаковыми радиусами r определяется из выражения:

$$U_m = -\frac{A}{6} \left(\frac{2r}{R^2 - 4r^2} + \frac{2r^2}{R^2} + \ln \frac{R^2 - 4r^2}{R^2} \right), \quad (1.8)$$

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 (зазор) между двумя сферическими частицами) имеем:

$$U_m = -Ar/(12h), \quad (1.9)$$

а для сферической частицы и плоскости:

$$U_m = -Ar/(6h). \quad (1.10)$$

Для энергии молекулярного притяжения двух плоскопараллельных пластин толщиной δ Е. Фервей и Т. Овербек (Verwey, Overbeek, 1948) получили выражение

$$U_m = -\frac{A}{48\pi} \left[\frac{1}{(h/2)^2} + \frac{1}{(h/2 + \delta)^2} - \frac{2}{(h/2 + \delta/2)^2} \right]. \quad (1.11)$$

При некоторых предположениях уравнение (1.11) можно упростить. Так, для толстых пластин при $\delta \gg h$ имеем:

$$U_m = -A/(12\pi h^2). \quad (1.12)$$

Величина Π_m расклинивающего давления в этом случае находится из выражения

$$\Pi_m = -A/(6\pi h^3). \quad (1.13)$$

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:

$$U_m = -A\delta^2/(2\pi h^3). \quad (1.14)$$

Уравнения (1.8–1.14) 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 расчета силы притяжения двух пластин, отнесенной к единице площади для двух предельных случаев:

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

$$\Pi_m = \frac{\hbar}{8\pi^2 h^3} \int_0^\infty \left(\frac{\varepsilon(i\xi) + 1}{\varepsilon(i\xi) - 1} \right)^2 d\xi; \quad (1.15)$$

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

$$\Pi_m = \frac{\hbar c}{h^4} \frac{\pi^2}{240} \left(\frac{\varepsilon_0 - 1}{\varepsilon_{0+1}} \right)^2 \varphi(\varepsilon_0), \quad (1.16)$$

где λ – длина электромагнитной волны, \hbar – 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 (1.16) получается выражение для определения энергии притяжения двух пластин:

$$U_m = -B/h^3, \quad (1.17)$$

где B – постоянная молекулярных сил притяжения (для кварца при $\epsilon_0 = 3,6$; $B = 4,4 \cdot 10^{-27}$ Дж · см).

Из-за ограниченных данных о величине комплексной диэлектрической проницаемости различных твердых тел расчет взаимодействия частиц на больших расстояниях обычно осуществляется 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 (1955).

Суммарные силы взаимодействия частиц. 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 (Яминский и др., 1982):

$$\Pi = \Pi_e + \Pi_m + \Pi_s, \quad (1.18)$$

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 в рамках теории ДЛФО обычно осуществляется по двум компонентам – электростатической и молекулярной. Многочисленные примеры свидетельствуют о том, что применение теории ДЛФО дает удовлетворительные 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:

$$\Pi = \Pi_e + \Pi_m = 64n_0kT\gamma^2 e^{-\chi h} - \frac{A}{6\pi h^3}; \quad (1.19)$$

$$U = \frac{64n_0kT\gamma^2}{\chi} e^{-\chi h} - \frac{A}{12\pi h^2}. \quad (1.20)$$

Решения уравнения (1.20) для различных условий показывают, что существуют три основные разновидности суммарной кривой энергии взаимодействия частиц в функции расстояния между ними (рис. 7). 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 гетеропотенциальным характером распределения заряда (например, глинистых частиц в кислой среде). Такие системы подвержены быстрой агрегации или коагуляции и не могут существовать в устойчивом диспергированном состоянии.

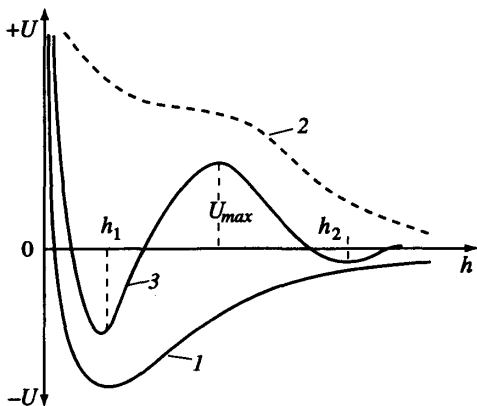


Рис. 7. Зависимость полной энергии взаимодействия (U) двух пластин от расстояния между ними (h).

Состояние: 1 — не стабилизированное для всех расстояний; 2 — стабилизированное для всех расстояний; 3 — не стабилизированное для расстояний h_1 и h_2

Кривая 2 соответствует состоянию, когда энергия отталкивания между частицами на всех расстояниях превышает энергию теплового движения частиц. В этих условиях вероятность преодоления силового барьера является ничтожной, а, следовательно, скорость коагуляции

практически равна нулю. Такое явление обычно наблюдается у гидрофильных или сильно заряженных гидрофобных 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 (рис. 7), 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} . Молекулярные силы притяжения преобладают на малых расстояниях, обуславливая существование ближнего потенциального минимума. На положение и глубину этого минимума оказывают влияние силы борновского отталкивания атомов сближаемых поверхностей. Образование дальнего потенциального минимума при $h_2 \gg 1/\chi$ связано с молекулярными силами. Преобладание молекулярных сил на этих расстояниях объясняется тем, что с ростом h они убывают медленнее, чем силы электростатического отталкивания.

Для систем, имеющих подобный вид суммарной кривой взаимодействия, характерно образование агрегатов при двух фиксированных расстояниях между частицами h_1 и h_2 , соответствующих ближнему и дальнему потенциальным минимумам. При этом на контакте частиц, слагающих агрегат, сохраняются 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.

Закономерности агрегации и коагуляции в глинистых дисперсиях. В геологической и физико-химической литературе нет единого мнения о терминах “агрегация”, “коагуляция” и “флоккуляция”, что создает много сложностей при их использовании.

Под *агрегацией* обычно понимается процесс образования укрупненных структурных элементов в результате слипания первичных элементов, потерявших устойчивость. Агрегация развивается в разбавленных дисперсиях и не приводит к объемному структурированию последних. Агрегаты участвуют в седиментогенезе независимо друг от друга, подчиняясь силам гравитации. *Коагуляцией* обычно считается 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 “флоккуляция” ниже использоваться не будет, поскольку по своему смыслу он является синонимом термина “агрегация”.

Закономерности агрегации и коагуляции в глинистых дисперсиях зависят от характера суммарного энергетического взаимодействия минеральных частиц. К главным 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, проведен в работе (Шукин, Перцов, Амелина, 1982).

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

1) при малой объемной концентрации частиц большим энергетическим барьером и, следовательно, более высокой устойчивостью обладают тонкие пластины. Для толстых пластин характерно наличие глубокого дальнего потенциального минимума и дальняя агрегация;

2) при повышении концентрации пластин в растворе (условия стесненной коагуляции) на их парных взаимодействиях сказывается влияние соседних частиц (кооперативный эффект), приводящее к увеличению глубины дальнего потенциального минимума и снижению устойчивости пластин в результате дальней коагуляции. 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 (1971) установил, что при наличии в системе крупных и мелких частиц плоской и сферической формы вероятность агрегации больше при

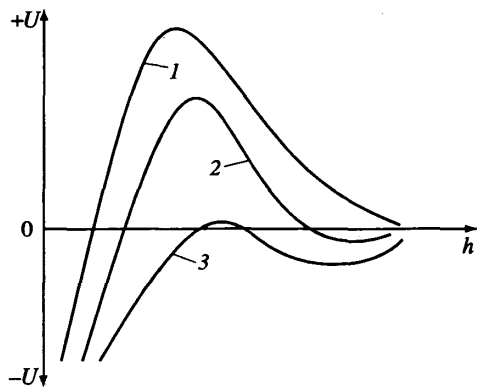


Рис. 8. Зависимость характера суммарной энергии взаимодействия U двух плоских частиц от расстояния h между ними при разной концентрации электролита во внешнем растворе:

1 – при отсутствии электролита; при слабой – 2 и при высокой – 3 концентрации электролита

столкновении крупных частиц между собой или крупной с мелкой, в то время как столкновения мелких частиц малоэффективны из-за наличия у них высокого энергетического барьера 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 распределение заряда на их поверхности и степень стабилизации различных участков поверхности. 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 сферических тонкодисперсных частиц величина критической концентрации может составлять несколько процентов; для системы, сложенной пластинчатыми частицами – десятые доли процента или первые проценты; а для трубчатых и ленточных частиц – 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 (1971), Г. Зонтага и К. Штрэнге (1973), Е.Д. Шукина, А.В. Перцова и Е.А. Амелиной (1982), Б.В. Дерягина (1986), Б.В. Дерягина, Н.В. Чураева и В.М. Муллера (1985). Добавление элек-

тролита вызывает снижение электростатического потенциала поверхности (вследствие адсорбции противоионов) и сжатие 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 (см. рис. 8). Небольшой рост концентрации электролита приводит к увеличению глубины дальнего потенциального минимума и дальней агрегации частиц. Последующее повышение концентрации электролита вызывает уменьшение величины энергетического барьера и упрочнение системы за счет агрегации частиц в ближнем минимуме.

Структурные связи

Процессы агрегации и коагуляции сопровождаются образованием структурных связей между структурными элементами, т.е. устойчивых сил притяжения, которые обуславливают существование объемной структуры осадка. Структурные связи – энергетическая характеристика структуры, с которой связаны многие физические и механические свойства глин. Они образуются не по всей межфазной поверхности структурных элементов, а только в местах их наибольшего сближения – контактах. Контакты являются наиболее ослабленными элементами структуры, по которым идет ее деформирование и разрушение.

Теория контактных взаимодействий в дисперсных пористых телах была разработана в начале 1970-х годов П.А. Ребиндером (1966) и его учениками (Шукин, 1965; Шукин и др., 1969; Фукс, 1973; Полак, 1962; Полак, Фазуллин, 1971; Яхнин, Таубман, 1964; и др.). Применительно к глинистым породам она получила развитие в работах И.М. Горьковой (1957); И.Г. Коробановой (1970); В.И. Осипова (1976, 1979); В.И. Осипова и В.Н. Соколова (1974, 1985); В.Н. Соколова (1973, 1988); Л.И. Кульчицкого и О.Г. Усырова (1981) и др.

Несмотря на разнообразие минерального состава, размеров и форм структурных элементов, слагающих глинистые породы, можно выделить три основных типа контактов, обычно встречающихся в дисперсных структурах: коагуляционный, переходный (точечный) и фазовый. Каждый тип контакта характеризуется определенным механизмом образования и природой сил, действующих в его зоне, геометрией самого контакта и величиной контактного взаимодействия. Ниже приводится описание коагуляционного контакта, переходный и фазовый контакты будут рассмотрены в следующей главе.

При процессах агрегации и коагуляции глинистых частиц в водной среде возникают осадки с *коагуляционными контактами* между структурными элементами. Сцепление между частицами в таких контактах образуется за счет дальнедействующих молекулярных, а в некоторых случаях – магнитных и дипольных (кулоновских) взаимодействий (Osipov, 1975; Соколов, 1973; Кульчицкий и Усыров, 1981), суммарная энергия которых превосходит энергию теплового движения взаимодействующих частиц.

Описанию условий образования коагуляционных контактов в дисперсных системах посвящены работы П.А. Ребиндера (1966), Е.Д. Шукина (1965), В.В. Яминского и др. (1982) и многих других. Характерная особенность коагуляционных контактов глинистых дисперсий – наличие между частицами тонкой равновесной прослойки жидко-

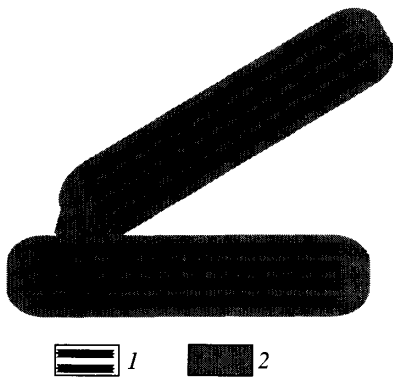


Рис. 9. Схема коагуляционного контакта: 1 – глинистая частица, 2 – связанная вода

сти (рис. 9), толщина которой соответствует минимуму свободной энергии системы и может изменяться от нескольких до 80 нм и более.

Коагуляционные контакты формируются в равновесных условиях и обладают полной механической (термодинамической) обратимостью. Вследствие этого глинистые осадки склонны проявлять пластическое течение, т.е. деформироваться при постоянной нагрузке без разрыва сплошности, а при разрушении – тиксотропно-обратно восстанавливать свою структуру.

Важнейшая роль в образовании коагуляционных контактов принадлежит молекулярным силам притяжения, возникающим за счет парных взаимодействий нейтральных молекул, как обладающих, так и не обладающих дипольным моментом. В первом случае между молекулами возникает электростатическое взаимодействие за счет ориентационного (обе молекулы обладают диполями) и индукционного (одна из молекул обладает диполем) эффекта, а во втором – электромагнитное взаимодействие за счет дисперсионного эффекта. Парные взаимодействия молекул, аддитивно складываясь, могут создавать поле молекулярного притяжения, действующее между любыми твердыми телами при их сближении на расстояние, измеряемое десятками и сотнями нанометров. С повышением дисперсности системы (удельной поверхности) роль молекулярного притяжения в формировании объемной структуры возрастает.

Общая теория молекулярных сил была изложена в предыдущем параграфе. При интегрировании выражения (1.13) можно получить представление о потенциальной энергии молекулярного взаимодействия двух пластин:

$$F(h) = \sum_m^{\infty} \Pi(h) dh. \quad (1.21)$$

Величина $F(h)$ характеризует удельную (отнесенную к m^2) энергию сцепления двух твердых тел и является инвариантной по отношению к размеру и форме частиц, а также природе сил, действующих на контакте. Б.В.Дерягину и др. (1973) удалось найти строгое термодинамическое соотношение, позволяющее оценивать прочность контакта через величину $F(h)$:

$$P'(h) = \pi \bar{R} F(h), \quad (1.22)$$

где $P'(h)$ – прочность (сцепление) индивидуального контакта, определяемое силой, необходимой для отрыва одной частицы от другой; \bar{R} – радиус кривизны контактирующих поверхностей; $F(h)$ – удельная свободная энергия взаимодействия двух плоских поверхностей.

Если взаимодействующие частицы одинаковы по своей природе, то удобнее использовать величину $F(h)/2$, как конкретную характеристику силового поля твердой поверхности.

Как уже отмечалось выше, количественное описание энергии взаимодействия заряженных частиц в жидкой среде впервые было осуществлено Б.В. Дерягиным,

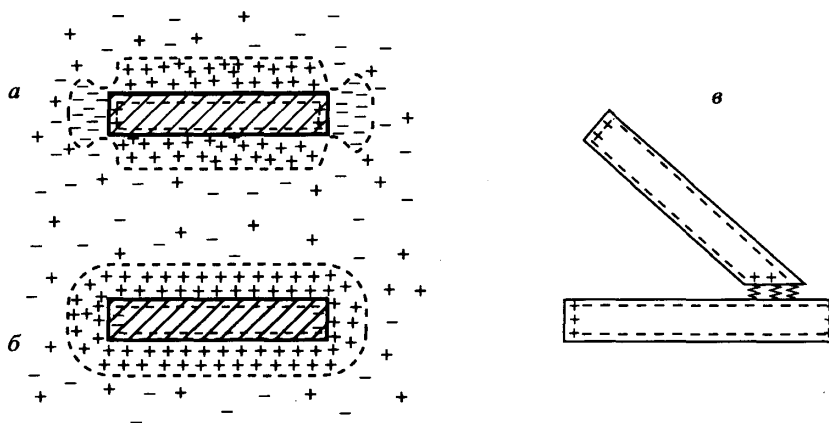


Рис. 10. Знак потенциала на поверхности частиц глинистых минералов в кислой (а) и щелочной (б) средах. Схема электростатического взаимодействия двух частиц в кислой среде (в)

Л.Д. Ландау (1945) и Е. Фервейем и Т. Овербеком (Verwey and Overbeek, 1948) – в рамках теории ДЛФО, на основе общей концепции молекулярных сил притяжения и ионно-электростатического отталкивания диффузных слоев одноименных катионов, окружающих частицы. Разработка этой теории привела к представлениям о возможности существования двух потенциальных минимумов на кривой энергии взаимодействия частиц в функции расстояния между ними: одного – на расстоянии, измеряемом нанометрами, (h_1), а второго – на расстоянии, равном десяткам нанометров (h_2) (см. рис. 7, кривая 3). В соответствии с этим было принято выделять две разновидности коагуляционных контактов – ближний и дальний, отвечающих взаимной фиксации частиц в ближнем или дальнем потенциальных минимумах.

Наряду с молекулярным притяжением между частицами, разделенными жидкой дисперсионной средой, могут возникать электростатические взаимодействия, обусловленные появлением у частиц при определенных условиях жесткого дипольного момента (Schofield and Samson, 1953; Осипов, Сергеев, 1972). Образование дипольного момента связано с перезарядкой сколов глинистых частиц в кислой среде и образованием неоднороднозаряженных (гетеропотенциальных) участков поверхности частиц (рис. 10, а). В щелочной среде потенциал боковых сколов и базальных поверхностей частицы становится одноименным и частица теряет дипольные свойства (рис. 10, б). Исследования Н.А. Толстого, А.А. Спартакова и А.А. Трусова (1967) показали, что образованию дипольного момента у частиц может способствовать также униполярная ориентация адсорбированных молекул воды на поверхности минералов.

Наличие жесткого диполя приводит к появлению электростатического притяжения (рис. 10, в) между частицами. Расчет такого взаимодействия, проведенный для каолинита, показывает, что сила притяжения между двумя микронными частицами этого минерала составляет $\sim 1,2 \cdot 10^{-9}$ Н (Соколов, 1973). Несмотря на меньшую величину рассматриваемых сил, они могут играть важную роль в формировании структурных связей в молодых глинистых осадках. Подтверждением этого может быть поведение глинистых дисперсий в различных средах: в слабокислой среде они мгновенно коагулируют, в то время как в слабощелочной образуют устойчивую, хорошо диспергированную суспензию.

Помимо молекулярных и дипольных взаимодействий в создании структурной связности дисперсных грунтов могут принимать участие силы магнитной природы (Ю.Б. Осипов, 1968). Образование взаимодействий магнитного характера связано с наличием магнитного момента у глинистых частиц, что приводит в условиях геомагнитного поля к их взаимодействию между собой. Расчеты показывают, что величина магнитной составляющей структурных связей на единичном контакте двух глинистых частиц не превышает 10^{-9} – 10^{-11} Н. Следовательно, роль магнитных сил в формировании связности тонкодисперсных грунтов невелика. Их действие, вероятно, следует учитывать только на первых стадиях формирования осадка, когда они могут способствовать коагуляции частиц.

Большой научный и практический интерес представляет оценка силы сцепления частиц в коагуляционном контакте, т.е. прочности индивидуального контакта. Применение теории ДЛФО для таких оценок не дает удовлетворительных результатов. Это можно объяснить по крайней мере двумя причинами. Одна из них – в глинистых системах помимо ионно-электростатического отталкивания мощным стабилизирующим фактором является взаимодействие граничных гидратных слоев, обладающих упруговязкими свойствами. Количественные методы определения взаимодействия таких слоев отсутствуют, что создает большие трудности их учета в общем балансе сил, действующих на контакте. Другой причиной может быть изменение знака ионно-электростатического взаимодействия частиц при малых расстояниях между ними, когда ионно-электростатические силы из стабилизирующего фактора переходят в фактор, обуславливающий притяжение частиц. Кроме того, теория ДЛФО не учитывает возможный вклад во взаимодействие частиц сил электро-статической и магнитной природы.

Более точные представления о прочности индивидуальных коагуляционных контактов получаются на основе экспериментальных микроскопических определений.

Первые прямые измерения взаимодействия двух кварцевых шариков в воздушной среде осуществил английский ученый Брэдли (Bradley) в 1932 г. Б.В. Дерягиным и И.П. Абрикосовой (1951) была разработана оригинальная методика и проведены измерения сил сцепления между двумя кварцевыми нитями в различных жидкостях. Интересные результаты были получены Я. Израелашвили и Г. Адамсом (Israelachvili, Adams, 1978) и Я.И. Рабиновичем (1977). Позднее серию оригинальных экспериментов провели Е.Д. Щукин и др. (1969), В.Г. Бабак и др. (1984). Более подробное описание прямых методов определения прочности индивидуальных контактов будет дано в главе 8. Здесь же остановимся только на рассмотрении некоторых данных, полученных в этих экспериментах.

Наибольший интерес применительно к глинистым осадкам имеют исследования Израелашвили и Адамса (Israelachvili, Adams, 1978), позволившие оценить взаимодействие двух слюдяных пластинок в воде и водных растворах электролитов с постепенным уменьшением контактного зазора между ними вплоть до их прямого контакта. Была замерена полная потенциальная кривая взаимодействия, имеющая форму, подобную кривой 3 (рис. 7), и установлен на расстоянии $h_2 \approx 7,5$ нм дальний, а на еще меньшем расстоянии (h_1) – ближний потенциальный минимумы. Соответствующие им значения удельной энергии сцепления ($-F(h)/2$) составили $4 \cdot 10^{-3}$ и $0,01$ – 10 мДж/м².

Проведенные прямые измерения и полученные значения ($-F(h)/2$) позволяют провести расчеты прочности коагуляционных контактов между частицами различных размеров. Результаты расчетов по формуле (1.22) показывают, что прочность

коагуляционных контактов в дальнем потенциальном минимуме для двух гладких частиц диаметром $2r \approx 1$ мкм (или то же самое для более крупных шероховатых частиц с радиусом кривизны неровностей и поверхности $r \approx 0,5$ мкм) составляет не более 10^{-10} Н. Прочность коагуляционного контакта в ближнем потенциальном минимуме намного выше и варьирует в пределах от $1 \cdot 10^{-9}$ до $5 \cdot 10^{-8}$ Н. Столь большой разброс значений $P'(h)$ объясняется геометрическим фактором, от которого зависит площадь образующегося контакта: минимальное значение (10^{-9} Н) характерно для двух сферических частиц микронного размера, а максимальное ($5 \cdot 10^{-8}$ Н) – для двух параллельных плоских частиц такого же размера. С увеличением размера частиц прочность коагуляционного контакта существенно возрастает. Так, например, для двух сферических частиц диаметром 1 мм величина $P'(h)$ составляет $\sim 10^{-5}$ Н. Поэтому при рассмотрении контактных взаимодействий необходимо указывать средний размер частиц, для которых определяется прочность контакта.

Прочность на разрыв дисперсной системы с пористостью 40–50%, средним размером частиц в 1 мкм и $P'(h) \approx 10^{-8}$ Н составляет $\sim 10^4$ Па. Подобные значения прочности характерны для многих глинистых илов и слаболитифицированных глин.

Формирование первичных микроструктур глинистых осадков

Сложные процессы структурообразования в глинистых осадках развиваются на протяжении всех стадий седиментогенеза. Они начинаются в природных водных растворах, в которых глинистые частицы переносятся во взвешенном состоянии, и продолжают в самом осадке.

В природной части водоема глинистое вещество находится в диспергированном или агрегированном состояниях (рис. 11). 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 возможности нахождения частиц в диспергированном состоянии. Такое состояние сохраняется при очень низкой концентрации твердой фазы в растворе, когда вероятность столкновения частиц незначительна, а также 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 развиваться 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, затем они обретают динамическую устойчивость и теряют способность присоединять новые частицы. Критический размер, при котором наступает стабилизация, зависит от

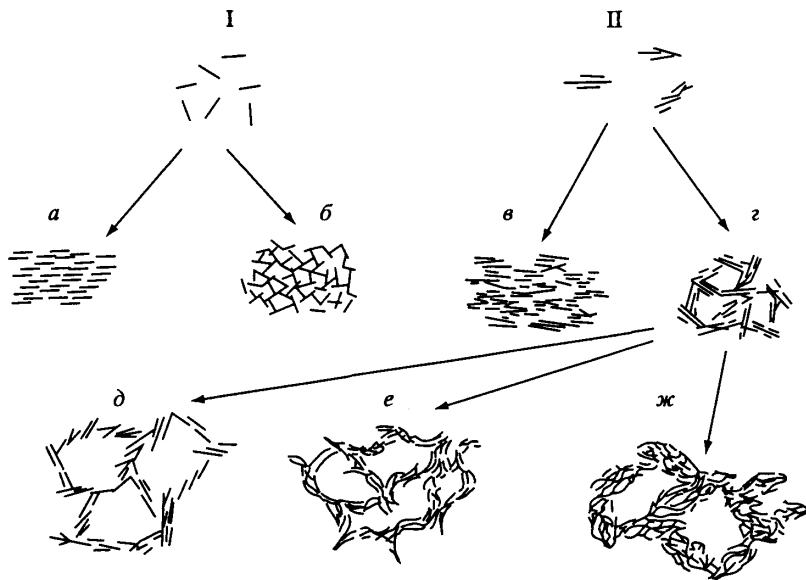


Рис. 11. Состояние глинистого вещества в водных дисперсиях:

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, образованные в глинистых осадках соответственно каолинитового, монтмориллонитового и полиминерального (преимущественно гидрослюдистого) составов

конкретных физико-химических условий. Разнообразие последних приводит к тому, что формируются ультрамикрoагрегаты, состоящие из нескольких частиц, или более крупные микрoагрегаты из ассоциаций первичных частиц и ультрамикрoагрегатов.

Осаждение диспергированных частиц, ультрамикрoагрегатов и микрoагрегатов постепенно приводит к повышению их концентрации в придонной части водоема и развитию процесса коагуляции, т.е. формированию пространственной структуры. При этом теоретически возможно образование различных типов микроструктур, модели которых показаны на рис. 11. Первые две микроструктуры (рис. 11, 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. Последнее наиболее характерно для анизометричных частиц трубчатой или пластинчатой формы, которые обладают более низкой стабилизацией боковых сколов по сравнению с базисными поверхностями. Этот же эффект наблюдается в кислой и, возможно, нейтральной средах из-за наличия положительных зарядов на боковых сколах. 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” (рис. 11, б).

В условиях, 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 (рис. 11, *а*). После накопления осадка и, возможно, некоторого его уплотнения в нем развиваются процессы стесненной коагуляции в дальнейшем потенциальном минимуме в результате коллективного взаимодействия частиц. Возникающие микроstructures (рис. 11, *а* и *б*) можно назвать диспергированно-коагулированными.

При осаждении агрегированного глинистого вещества возможно образование микроstructures, 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 (рис. 11, *з*). При хорошей стабилизации ультрамикроагрегатов и микроагрегатов происходит их независимое осаждение и стесненная коагуляция, т.е. формируется хорошо ориентированный плотный осадок (рис. 11, *в*). По механизму образования эти микроstructures 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 (Push, 1973), П. Смарттом (Smart, 1971), В.И. Осиповым и В.Н. Соколовым (Osipov, Sokolov, 1978 *а*, *б*), В.И. Осиповым, В.Н. Соколовым, Н.А. Румянцевой (1989), первые три микроstructures (рис. 11, *а*, *б*, *в*) в природных условиях встречаются крайне редко. Их образование возможно искусственным путем в лаборатории или при промышленном производстве с соответствующей химической обработкой глинистых дисперсий.

Большинство исследователей, изучавших природные глинистые осадки, отмечали преобладание у них агрегированно-коагулированной микроstructures ячеистого типа (см. рис. 11, *з*). Эта микроstructure встречается в условиях как морских, так и пресноводных бассейнов. В зависимости от условий формирования и минерального состава образующиеся микроstructures различаются строением микроагрегатов и характером их взаимодействия в ячейке. Наиболее широко распространены три разновидности ячеистых микроstructures. Первая характерна главным образом для осадков каолинитового состава и образована вытянутыми микроагрегатами, строение которых напоминает сдвинутую колоду карт (рис. 11, *д*). Частицы внутри микроагрегата и микроагрегаты между собой взаимодействуют в основном по типу базис–базис и базис–скол под малыми углами.

Вторая разновидность ячеистой микроstructures свойственна глинистым осадкам монтмориллонитового и смешанослойного состава (с большим числом набухающих прослоев). Она сложена плотными листообразными микроагрегатами глинистых частиц неправильной формы со слегка закрученными краями (рис. 11, *е*). Границы микроагрегатов выделить трудно, один микроагрегат перекрывает другой, взаимодействуя по типу базис–базис и образуя замкнутую ячейку. Модели, аналогичные приведенным на рис. 11, *д*, *е*, впервые были предложены Н. О'Брайеном (O'Brien, 1971) на основании изучения искусственных осадков каолинита и гидрослюды. Третья разновидность ячеистой микроstructures наиболее характерна для современных глинистых осадков (рис. 11, *ж*). Впервые она была описана Р. Пушем

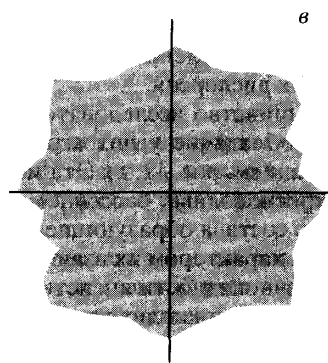
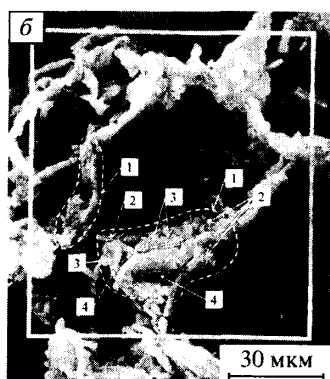
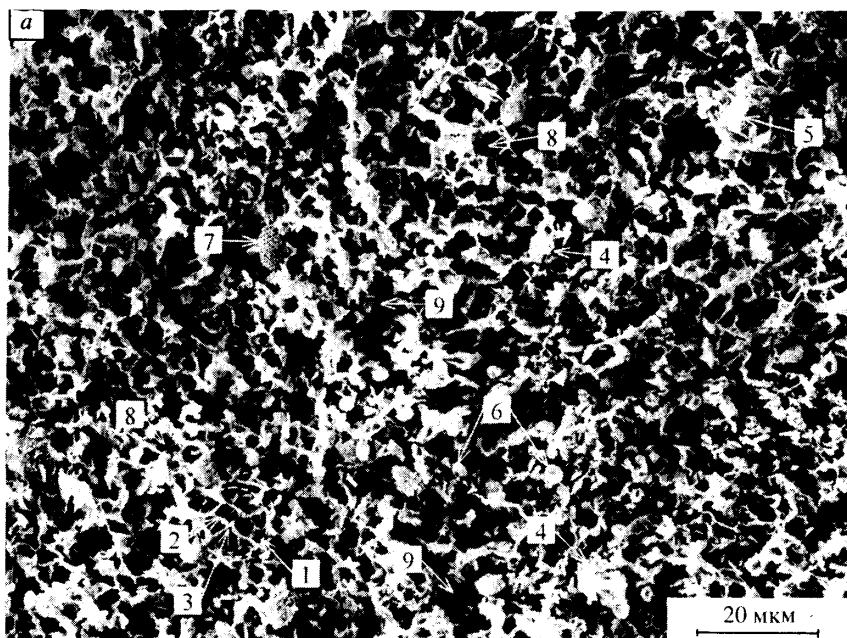


Рис. 12. Ячеистая микроструктура:

a – фотомонтаж РЭМ-изображений образца морского ила mQ_4 (Черное море); *б* – РЭМ-фотография участка ячеистой микроструктуры; *в* – роза ориентации структурных элементов, A_r 4,1%

(Push, 1970). Чаще всего такое строение имеют осадки гидрослюдистого и полиминерального составов. Они отличаются присутствием крупных изометричных микроагрегатов, образованных частицами, взаимодействующими преимущественно по типу базис–скол под небольшим углом и базис–базис.

На рис. 12, *a* в качестве примера приведен фотомонтаж РЭМ-изображений ячеистой микроструктуры современного глинистого осадка Черного моря полиминерального состава. Микроструктура формируется крупными уплощенными микроаг-

регатами, контактирующими по типу базис–базис и базис–скол с образованием замкнутых изометричных межмикроагрегатных пор-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 с размерами 4,5–7,0 мкм. Микроагрегаты 1 (рис. 12, б) 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. 12, а) встречаются редкие пылеватые изометричные зерна (5), покрытые глинистыми “рубашками”. Средний диаметр пылеватых зерен изменяется от 9 до 16 мкм.

Среди твердых структурных элементов (рис. 12, а) 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 микроструктуры, проведенного по методике авторов (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989) (рис. 13), представлено четырьмя категориями пор со средними эквивалентными диаметрами 0,06; 0,22; 5,3 и 11,6 мкм. Число пор в каждом интервале размеров может быть оценено по величине плотности вероятности ρ :

$$\rho = N_i / (N \cdot l), \quad (1.23)$$

где N_i – число пор в интервале; N – общее число пор; l – величина интервала. Здесь и далее значения плотности вероятности будут браться по кривым распределения пор по эквивалентным диаметрам.

В ячеистой микроструктуре среди межмикроагрегатных пор преобладают мелкие изометричные микропоры (8) с плотностью вероятности 3,2 и со средним эквивалентным диаметром 5,3 мкм. Значительно меньше (плотность вероятности 1) крупных изометричных микропор (9) со средним эквивалентным диаметром 11,6 мкм (см. рис. 13).

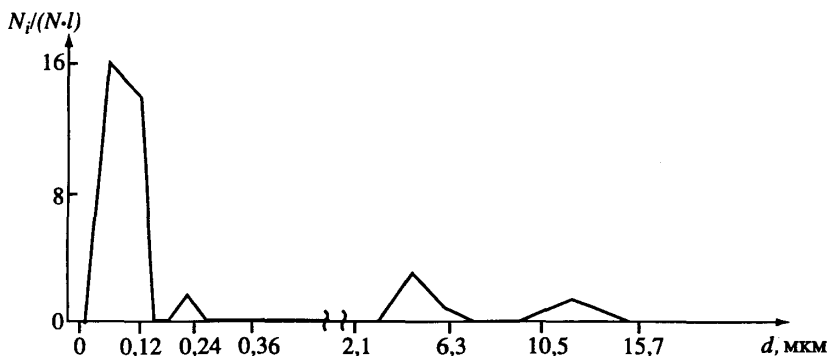


Рис. 13. Кривые распределения пор по эквивалентным диаметрам для ячеистой микроструктуры

Наиболее многочисленны межчастичные ультрамикropоры (3) (см. рис. 13) (плотность вероятности 16). Средний эквивалентный диаметр этих пор 0,06 мкм. Межчастичные ультрамикropоры анизометричны по форме, так как образуются в результате неплотного прилегания пластинчатых глинистых частиц базальными плоскостями.

Межультрамикropагрегатных тонких микropор (4) (см. рис. 13) заметно меньше (плотность вероятности 2,7). Они имеют средний эквивалентный диаметр 0,22 мкм. Эти поры также анизометричны.

Несмотря на преобладание межчастичных и межультрамикropагрегатных микropор суммарная величина их площади незначительна. Межмикropагрегатные микropоры (с эквивалентными диаметрами 4–12 мкм), хотя и содержатся в меньшем количестве, составляют основную часть порового пространства в глинистых осадках с ячеистой микроструктурой. Количественный анализ показывает, что суммарная площадь этих пор может достигать 97% от общей измеренной пористости (значение общей пористости осадка ~57%).

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. 12, в) и небольшая величина коэффициента анизотропии ($A_r \sim 4,1\%$).

Глинистые осадки с ячеистой микроструктурой обладают высокой пористостью (до 60–90%). Их естественная влажность превышает влажность на пределе текучести и достигает 55–200%.

Как уже говорилось выше, взаимодействие частиц внутри микropагрегатов и ультрамикropагрегатов в таких осадках осуществляется через ближние коагуляционные контакты (агрегация в ближнем потенциальном минимуме), а между микropагрегатами доминируют дальние коагуляционные контакты.

Глава 2

ЛИТОГЕНЕЗ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

Общие сведения

Под литогенезом принято понимать все изменения в осадке и в образующейся осадочной породе вплоть до начала ее метаморфизма. В ходе литогенеза осадки проходят ряд стадий преобразований и становятся сцементированными осадочными породами.

Существует различное понимание процесса литогенеза и его подразделения на отдельные стадии. Многие специалисты-литологи при описании всех изменений в осадках и осадочных породах пользуются понятием диагенеза. Впервые этот термин был предложен в 1883–1888 г. немецкими геологами К.В. Гюмбелем и И. Вальтером. Затем он получил широкое распространение не только в Германии, но и в Англии, Франции, США (Pettijohn, 1957; Vatan, 1967; Милло, 1968).

В переводе *диагенез* означает “перерождение” или “преобразование”, что дает возможность использовать его для характеристики всего комплекса процессов, лежащих в основе формирования осадочных пород. Однако позднее, главным обра-

зом в трудах российских геологов, этот термин стал использоваться только для характеристики начального этапа литогенеза, а именно – стадии преобразования осадка в осадочную породу. Такой подход получил развитие в работах А.Е. Ферсмана (1922), А.Г. Коссовской, Н.В. Логвиненко, В.Д. Шутова (1957), Н.Б. Вассоевича (1962), Н.М. Страхова (1960), Н.В. Логвиненко, Л.В. Орловой (1987) и многих других.

Более поздние изменения в породе, развивающиеся после окончания диагенеза, были названы по предложению А.Е. Ферсмана *катагенезом*. Это понятие стали широко использовать Н.Б. Вассоевич, Н.В. Логвиненко, В.Д. Шутов, А. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон. Другие ученые при описании постдиагенетических преобразований в породах стали применять термин *эпигенез*. Учитывая, что слово эпигенез используется в рудной геологии в другом смысловом значении, преимущественное распространение получил первый термин.

В дальнейшем на границе между катагенезом и метаморфизмом была выделена еще одна стадия, получившая название *метагенеза*. Н.М. Страхов использовал это понятие в более широком смысле, включив в него все изменения пород от диагенеза до метаморфизма, а Н.Б. Вассоевич предлагал применять термин метагенез вместо метаморфизма. Однако позднее большинство исследователей стало придерживаться первоначального понимания этого термина (Логвиненко, Орлова, 1987).

Выделяемые стадии рассматриваются при формировании осадочных пород различного состава: глинистых, песчаных, карбонатных, кремнистых. С позиций нефтяной геологии наибольший интерес представляет субаквальный литогенез глинистых осадков, которому будет посвящено последующее описание.

Стадии литогенеза

Диагенез. В современном понимании большинства литологов диагенез – это преобразование осадка в породу под влиянием, главным образом, биохимических и физико-химических процессов.

Все диагенетические преобразования происходят при термобарических условиях, близких к условиям образования осадка. Изменение температуры в зоне диагенеза не превышает нескольких градусов. Давление столба воды в зависимости от условий осадконакопления может варьировать от 0 до 3 МПа, а геостатическое давление самого осадка не превышает 3–4 МПа.

В зависимости от фациальных условий образующиеся осадки могут различаться по своему минеральному составу и дисперсности, содержанию органического вещества, составу и минерализации поровых вод, рН, Eh среды. Поэтому, несмотря на общую направленность, процесс литогенеза имеет свои особенности в каждом осадочном бассейне.

Литогенетические преобразования начинаются практически сразу же после образования осадка. Важная роль на начальном этапе отводится микробиологическим процессам. В поверхностных слоях осадков, содержащих органическое вещество, в результате деятельности бактерий создается щелочная окислительная среда, в которой идет активное образование окислов и гидроксидов железа и марганца (железисто-марганцевые конкреции); при наличии пиропластического материала могут возникать железистые смектиты и цеолиты.

При погружении осадка развитие биохимических процессов в щелочных условиях обуславливает восстановление окисных соединений железа и марганца в за-

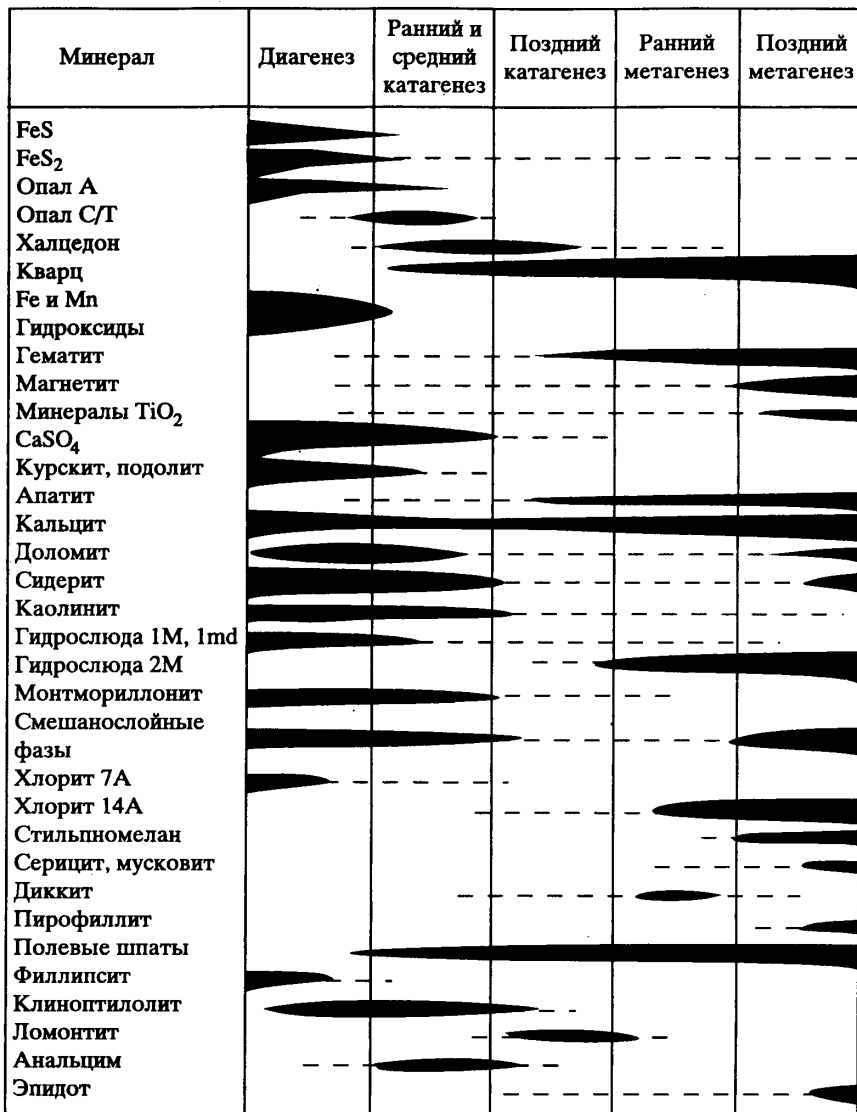


Рис. 14. Распространение аутигенных минералов на различных стадиях образования и изменения осадочных пород (Логвиненко, Орлова, 1987)

кисные, развитие редукции сульфатов поровых вод с образованием сероводорода, сульфидов железа, иногда марганца. Создаются условия для формирования аутигенных минералов, таких как пирит и гидротроилит. Изменение обломочных полевых шпатов, слюд, глинистых минералов приводит к образованию гидрослуд 1М. Вулканогенный материал может служить источником образования монтмориллонита и смешанослойных (рис. 14).

Основная же масса глинистых минералов в осадках имеет аллотигенное происхождение. Характерным является высокое содержание глинистых минералов диоктаэдрического типа: каолинит, галлуазит, монтмориллонит, гидрослюда $2M_1$, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования с содержанием более 10% лабильных пакетов.

Не меньшее значение в изменении осадков на этапе раннего диагенеза имеют физико-химические процессы. Их энергетическим источником служат физико-химические и бактериологические реакции, высвобождающие необходимое количество энергии. В основе физико-химического преобразования лежит ряд взаимосвязанных процессов, наиболее важные из которых следующие: старение алюмо-кремниевых гелей и агрегация глинистых минералов, изменение состава порового раствора и обменного комплекса, преобразование органического вещества, синерезис.

Исследование молодых осадков и лабораторные эксперименты по синтезу глинистых минералов (Милло, 1968) показывают, что в процессе осадконакопления возникают алюмо-кремнистые гели, обладающие высокой гидрофильностью и пористостью. С течением времени гели упорядочиваются – из бесформенного агрегата тонких частиц переходят в пластинчатые чешуйки с двухмерной упорядоченностью и более плотной структурой.

Наряду со структурным упорядочиванием гелей идет агрегация глинистых минералов, развивающаяся сразу же после накопления осадка вследствие повышенного содержания ионов магния и калия в иловых водах. В основе этого процесса лежит “залечивание” кристаллических решеток глинистых минералов, претерпевших значительную деградацию в результате выветривания и транспортировки, путем фиксации катионов магния, железа и калия внутри пакетов и в межпакетном пространстве (Милло, 1968; Мюллер, 1971). Подобная трансформация минералов, интенсивно продолжающаяся на более поздней стадии диагенеза и в катагенезе, повышает степень кристаллизации глинистых минералов, приводит к изменению соотношения между их набухающими и ненабухающими разностями.

Изучение современных осадков показывает, что состав и концентрация иловых вод могут существенно отличаться от таковых в водоеме. Масштаб этих изменений различен и зависит от ряда факторов: дисперсности и минерального состава осадка, содержания органики, интенсивности биохимических процессов, степени карбонатности осадка и т.д. Одно из наиболее характерных направлений диагенетического преобразования иловых вод – увеличение в них содержания Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , в результате чего обменный комплекс осадков также претерпевает значительные изменения. С этими процессами связано уменьшение гидрофильности глинистых частиц и степени диффузности их двойного электрического слоя. Поэтому наблюдающееся диагенетическое преобразование жидкой компоненты осадка в конечном итоге может оказать влияние на его уплотнение и водосодержание (Meade, 1966).

Важную роль при диагенезе осадков играет органическое вещество. При интенсивном поступлении органических остатков в осадок они могут сохраняться в виде торфа и сапропеля. Однако большинство рассеянных растительных остатков, попадающих в осадки, быстро разлагается. Распад органики начинается с автолиза мертвых клеток, проявляющемся в гидролизе молекул органического вещества и их расщеплении с образованием кислот и спиртов. Дальнейшее разложение клетчатки идет под влиянием грибов и бактерий. В аэробных условиях это приводит к образованию CO_2 и CH_4 , а при анаэробном разложении образуются CO_2 , CH_4 , H_2 и жирные кислоты. Лигнин преобразуется в гуминовые кислоты, белки являются источ-

ником образования CO_2 , NH_3 , H_2S и аминокислот. Органическое вещество теряет клеточную структуру и превращается в обводненный коллоид.

В результате разложения органики гуминовые кислоты и их растворимые гуматы активно адсорбируются на поверхности глинистых минералов с образованием органо-минеральных комплексов. Это модифицирует (гидрофиллизует) поверхность минералов, повышает стабилизацию частиц и ослабляет их структурное сцепление между собой. В результате создаются благоприятные условия для взаимного перемещения частиц и самопроизвольного уплотнения осадка.

В процессе диагенеза в осадках происходит закономерное увеличение содержания гуматов и гуминовых кислот, в то время как количество фульвокислот и битумов существенно уменьшается. Вероятно, что не связанные с поверхностью глинистых минералов фульвокислоты и битумы отжимаются из осадка вместе с поровым раствором и, таким образом, уже на стадии диагенеза начинается миграция углеводов.

Остающаяся в осадке органика в процессе диагенеза и последующих стадий литогенеза закрепляется все более прочно на поверхности глинистых минералов. При этом высокомолекулярные соединения гуминовых кислот конденсируются, постепенно теряют свои гидрофильные свойства и трансформируются в углефицированную органику.

Все перечисленные процессы служат причиной “старения” глинистых осадков, интенсивно развивающегося на первых стадиях их преобразования и обычно фиксируемого по уменьшению коллоидной активности тонкодисперсной фракции сверху вниз по разрезу. Снижение гидрофильности, в свою очередь, приводит к самопроизвольному уплотнению осадка и его дегидратации, усилению контактных взаимодействий и прочности системы.

Большое влияние на состояние осадков оказывает процесс синерезиса – самопроизвольной дегидратации и упрочнения структуры. Причиной синерезиса является отсутствие истинного термодинамического равновесия во взаимной фиксации частиц и агрегатов на дальних расстояниях. Это обуславливает релаксационный характер дальнейших процессов, выражающийся в синерезисе. В основе синерезиса лежит постепенное утончение гидратной пленки на контакте частиц, вызванное действием молекулярных сил. Впервые этот эффект был изучен А.Д. Малкиной и Б.В. Дерягиным в 1950 г. на примере взаимодействия в жидкой среде двух кварцевых нитей. Ими было зафиксировано постепенное уменьшение со временем расстояния между нитями и усиление молекулярных сил притяжения.

Несмотря на старение и процесс синерезиса, общая концентрация минеральных частиц в единице объема осадка в начальной стадии его диагенеза по-прежнему остается низкой. На контактах частиц сохраняются достаточно толстые гидратные пленки, стабилизирующее действие которых противостоит молекулярным силам притяжения. Поэтому в целом система остается типично коагуляционной со всеми присущими ей свойствами: высокая пористость и водосодержание (как правило, выше предела текучести), ярко выраженная тиксотропия, и невысокая прочность и т.д.

По мере развития диагенеза роль биохимических и физико-химических факторов постепенно снижается, деятельность бактерий затухает, водообмен между поровым раствором и наддонными водами становится затруднительным, постепенно возрастает значение гравитационного уплотнения. Величина гравитационного (геостатического) уплотнения зависит от состава осадка, степени его однородности, скорости отжатия поровых вод и времени уплотнения. Наиболее высокую скорость

диагенетического уплотнения проявляют более грубые по составу и менее однородные по строению глинистые осадки, формирующиеся в мелководных зонах внутриконтинентальных бассейнов и шельфа океанов. Развитие процессов гетерокоагуляции в этих зонах приводит к формированию осадка с неоднородной структурой и высокими фильтрационными характеристиками. Прослой песка и ракушечника, нередко присутствующие в них, также способствуют дренажу поровых вод и ускоренному уплотнению осадков даже при минимальных гравитационных нагрузках.

В более глубоководных частях морей и океанов условия для гравитационного уплотнения осадков в ходе диагенеза существенно изменяются. Стабилизация глинистых частиц органическими соединениями в сочетании с высокой однородностью и дисперсностью осадков обеспечивают образование однородной ячеистой структуры, с трудом отдающей поровую воду. Коэффициент фильтрации поровых вод в таких осадках не превышает 0,01 см/год. Кроме того, с увеличением глубины бассейна возрастает поровое давление за счет веса столба воды, что также препятствует ускоренному уплотнению глубоководных осадков (Логвиненко, Орлова, 1987).

Сказанное подтверждается наблюдениями за временем развития диагенетических процессов в осадках, накопившихся в различных фациальных условиях. Так, в зоне литорали и на мелководном шельфе уже среди современных осадков встречаются отложения, прошедшие диагенетические преобразования (продолжительность преобразований тысячи лет), на материковом склоне они встречаются среди осадков палеогенового и неогенового возрастов (десятки миллионов лет), и в абиссальных глубинах – в мелу и юре (около сотни миллионов лет) (Логвиненко, Орлова, 1987).

Свежеобразующиеся осадки, как правило, имеют высокопористую структуру, межагрегатные поры (ячей) которой заполнены свободным поровым раствором. Поэтому на раннем этапе диагенеза в осадке преобладает свободная (гравитационная) вода. Благодаря ее свободной связи с придонным раствором концентрация солей в поровой влаге сохраняется близкой к внешнему раствору. Некоторое отличие между внешним и поровым растворами наблюдается, как это уже отмечалось выше, в составе ионов и катионов.

По мере физико-химического и особенно гравитационного уплотнения свободная вода постепенно отжимается из порового пространства, сохраняясь только в крупных изолированных порах, которые могут оставаться в структуре осадка из-за небольшой величины геостатической нагрузки.

К концу стадии диагенеза основным видом воды в осадке становится физически связанная (осмотическая и адсорбционно-связанная) вода. Одновременно усиливается роль осмотического переноса молекул воды и растворенных в ней солей. В осадок из придонных вод перемещаются катионы и анионы, расходующиеся на аутигенное минералообразование внутри него, а из осадка уходят растворенные соли.

С увеличением глубины погружения и повышением плотности осадка происходят изменения его микроструктуры. Основные тенденции – сближение и укрупнение микроагрегатов, закрытие крупных и сокращение размеров мелких микропор. Преобладающими становятся мелкие межмикроагрегатные микропоры (1–10 мкм). Все это обуславливает трансформацию микроструктур глинистых осадков: ячеистая микроструктура, преобладающая в молодых осадках (см. рис. 12), вначале преобразуется в переходную ячеисто-матричную, а затем в матричную микроструктуру. В ходе диагенеза пористость уменьшается от 60–75% на раннем этапе до 35–45% на позднем.

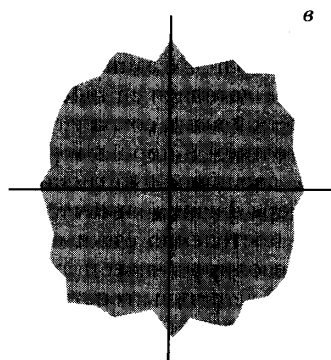
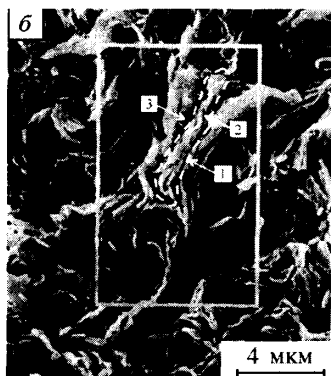
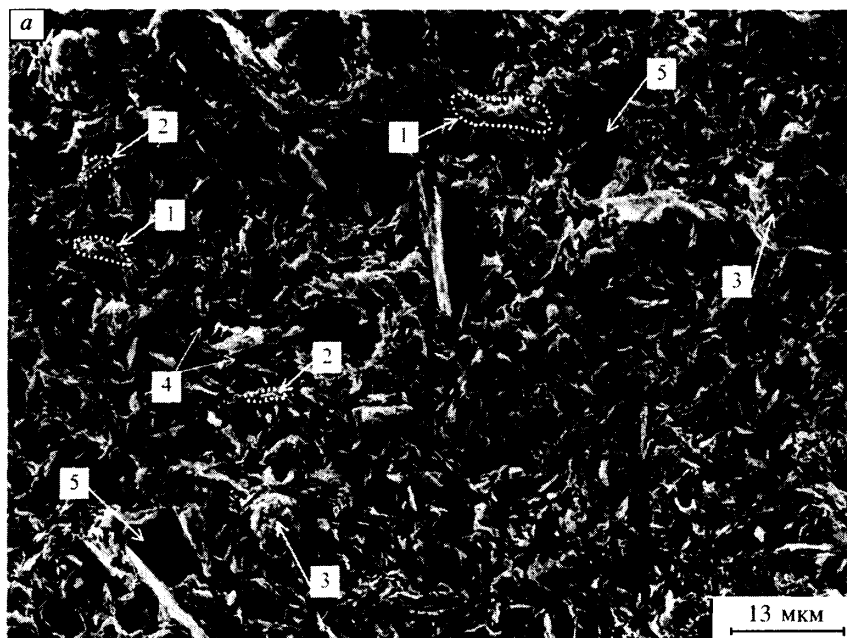


Рис. 15. Общий вид (а) матричной микроструктуры морской глины (Тюменская обл., дер. Першино), ее фрагмент (б) и роза ориентации структурных элементов (в)

Образующаяся при диагенезе *матричная микроструктура* была описана нами ранее применительно к глинистым образованиям различного генезиса (Сергеев, Грабовска-Ольшевска, Осипов, Соколов, 1979; Осипов, Соколов, Румянцева, 1989). Ее основной особенностью является наличие сплошной неориентированной глинистой массы (матрицы), в которой беспорядочно расположены пылеватые и песчаные зерна, не контактирующие между собой.

В качестве примера матричной микроструктуры на рис. 15, а показан фотомонтаж РЭМ-изображений образца морской глины ($m P_{g_2}$), отобранной в Тюменской

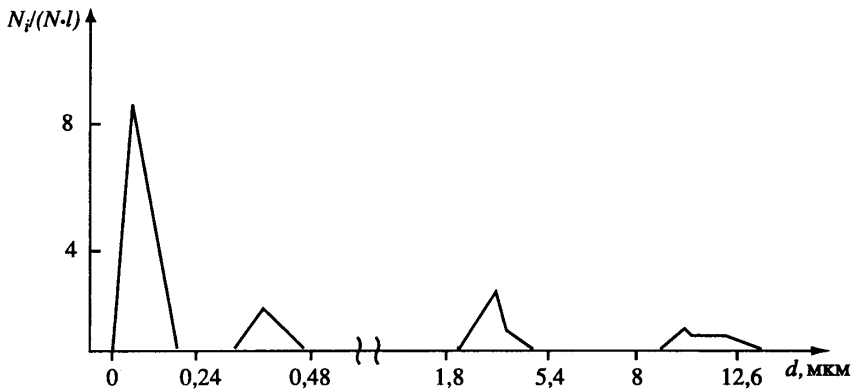


Рис. 16. Кривая распределения пор по эквивалентным диаметрам для матричной микроструктуры

области вблизи дер. Першино. Основные твердые структурные элементы матричной микроструктуры – микроагрегаты (1) с размерами 4–15 мкм и более мелкие удлиненные микроагрегаты (2), толщина которых может достигать 2 мкм, а длина – 6 мкм. Микроагрегаты имеют сложное строение (рис. 15, б) и состоят из ультрамикроагрегатов (1) глинистых частиц, контактирующих по типу базис–базис и базис–скол. Ультрамикроагрегаты имеют анизометричную форму и сложены глинистыми частицами, контактирующими базисными плоскостями. Толщина ультрамикроагрегатов изменяется от 0,3 до 0,6 мкм, а их длина составляет 2–3 мкм.

Пылеватые зерна (рис. 15, а (3)) обычно имеют изометричную форму, а их поверхность покрыта глинистыми “рубашками”. Размер зерен колеблется от 5 до 15 мкм.

Количественный анализ микроструктуры, выполненный по РЭМ-изображениям по методике авторов (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989), показал, что поровое пространство глинистых пород с матричной микроструктурой представлено четырьмя категориями пор со средними эквивалентными диаметрами ($d_{эқв}$): 0,06; 0,42; 3,3 и 12,3 мкм (рис. 16). Поровое пространство в основном формируется межмикроагрегатными порами, на долю которых приходится до 93,8% общей пористости (значение общей пористости образца 39%). Среди межмикроагрегатных пор преобладают мелкие микропоры (4) (плотность вероятности 2,2) (см. рис. 15, а). Их средний эквивалентный диаметр составляет ~3,3 мкм, они имеют изометричную или анизометричную форму.

Значительно реже (плотность вероятности 0,3) встречаются крупные изометричные микропоры (5) (рис. 15, а) с $d_{эқв} \sim 10,9$ мкм.

Подчиненное значение в матричной микроструктуре имеет внутримикроагрегатная пористость, представленная межчастичными (2) и межультрамикроагрегатными (3) порами (рис. 15, б). В сумме эти поры составляют 6,2% от общей пористости.

Наиболее многочисленны (плотность вероятности 9,5) в матричной микроструктуре межчастичные анизометричные ультрамикропоры с $d_{эқв} \sim 0,06$ мкм.

Менее распространены (плотность вероятности ~1,85) межультрамикроагрегатные тонкие анизометричные микропоры (3) (см. рис. 15, б), имеющие $d_{эқв} \sim 0,42$ мкм.

Результаты исследований указывают на изотропный характер ориентации в матричной микроструктуре и отсутствие преимущественного направления ориентации

структурных элементов. Об этом свидетельствует кругообразная форма розы ориентации (см. рис. 15, в) и малая величина коэффициента анизотропии ($A_r = 5,9\%$).

По сравнению с результатами количественного анализа ячеистой микроструктуры молодых глинистых осадков (см. рис. 13), в матричной микроструктуре заметно снижается содержание крупных микропор (более 10 мкм). Одновременно повышается количество мелких микропор (1–10 мкм), хотя их средний эквивалентный диаметр становится немного меньше, чем в ячеистой микроструктуре. Размер тонких межультрамикроагрегатных микропор (0,1–1 мкм) в матричной микроструктуре немного возрастает, очевидно, за счет перехода в эту категорию разрушившихся крупных и мелких микропор. Минимальные изменения испытывают межчастичные ультрамикропоры ($< 0,1$ мкм). Как в ячеистой, так и в матричной микроструктурах это наиболее многочисленная категория пор, эквивалентный диаметр которых остается равным 0,06 мкм.

Физико-химическое и гравитационное уплотнение глинистых осадков приводит к возрастанию эффективных напряжений на контактах и преодолению энергетического барьера с переходом частиц из дальнего потенциального минимума в ближний. Расчет минимального эффективного напряжения, необходимого для перехода коагуляционного контакта из дальнего в ближний, можно провести на основании предположения о том, что энергетический барьер может быть преодолен, если эффективное напряжение от вышележащих осадков превысит его величину. Напряжение, необходимое для преодоления энергетического барьера, можно найти из уравнения (1.22) с использованием экспериментальных данных Я. Израелашвили и Г. Адамса (Israelachvili and Adams, 1978) об удельной энергии сил отталкивания на энергетическом барьере, равной $F(h)/2 = 1$ мДж/м². Зная величину критического эффективного напряжения на контакте (P') и количество контактов в 1 см² осадка, можно вычислить значение внешнего давления, необходимого для преодоления энергетического барьера и трансформации дальних коагуляционных контактов в ближние.

Проведенные расчеты показывают, что минимальная величина давления составляет 10 КПа. Следовательно, переход дальних коагуляционных контактов в ближние начинается уже при мощности осадка около 1 м. Это дает основание считать, что в подзоне раннего диагенеза структурное сцепление обуславливается контактами дальней и ближней коагуляции. При переходе в подзону позднего диагенеза вероятность сохранения дальних коагуляционных контактов очень низка. Очевидно, что в этой подзоне преобладающими становятся ближние коагуляционные контакты.

С началом преобладания ближних коагуляционных контактов повышается прочность осадков, изменяется их состояние и характер деформационного поведения: деформирование осадков приобретает выраженный вязкопластический характер, постепенно снижаются тиксотропные свойства.

Катагенез. Под катагенезом понимается совокупность процессов изменения осадочных пород при повышенных давлениях и температуре по мере их погружения в глубокие горизонты осадочного чехла Земли. Зона катагенеза имеет значительную мощность, распространяясь на глубину до 10 км. Геостатическое давление в этой зоне достигает 120–200 МПа, температура 150–200 °С (Теоретические основы инженерной геологии, 1985; Логвиненко, Орлова, 1987).

Основные факторы преобразования пород на стадии катагенеза – высокое давление и температура. Поэтому процессы катагенеза по своей природе являются физико-химическими и физико-механическими, роль биохимических факторов на этой стадии литогенеза существенно снижается.

Катагенез глинистых осадков развивается в осадочном чехле платформ, синеклизах платформ, передовых прогибах и верхнем структурном ярусе геосинклиналей, а также в осадочных породах океанической коры. Развитие катагенеза в различных фациальных условиях имеет свою специфику. Это обусловлено большим разнообразием термобарических и физико-химических обстановок. Геотермическая ступень, например, на платформах имеет величину в среднем около 33 м/град, в геосинклиналях 15–25 м/град, а в осадочном чехле океанов еще меньше (14–18 м/град). Таким образом, в зависимости от геологической структуры одна и та же температура может встречаться на разных глубинах, что отражается на развитии процессов катагенеза в этих структурах.

При катагенезе происходят уплотнение пород, изменение состава и содержания поровых вод, развитие процессов минералообразования, раскристаллизация коллоидов и аморфных образований, перекристаллизация минералов, преобразование структуры и упрочнение структурных связей.

Катагенез развивается в условиях постоянного нарастания геостатического давления, обусловленного нагрузкой вышележащих толщ. В геосинклиналях, а также в областях развития куполовидных структур и флексур на платформах на геостатическое давление накладывается давление стресса, под влиянием которого возможно образование кливажа. Этим объясняется тот факт, что в геосинклинальных областях породы уплотняются, как правило, несколько больше, чем на платформах. Однако в преобладающем объеме зоны катагенеза действует только геостатическое давление. Несмотря на огромную величину, достигающую до 200 МПа, это давление недостаточно для дробления обломочных зерен и тем более тонкодисперсных минералов глинистых пород (Сергеев, 1946; Ломтадзе, 1956). Поэтому уплотнение идет в основном за счет взаимного смещения структурных элементов и их более плотной упаковки. Наиболее медленными темпами развиваются катагенетические преобразования пород в условиях больших океанических глубин. Глубоководное бурение позволило поднять со дна океана образцы пород, находящиеся только на начальном и среднем этапах катагенеза. Это объясняется незначительным ростом геостатического давления в глубоководных породах океанов из-за низкой скорости накопления осадков.

В ходе уплотнения продолжается отжатие поровых вод. На ранней стадии катагенеза отжимается свободная вода, сохраняющаяся в крупных порах, а также осмотически связанная вода. Поскольку с водой идет отжатие ионов диффузного слоя глинистых частиц, то это приводит к повышению концентрации отжимаемого порового раствора.

Отжимающийся поровый раствор перемещается в алевритовые и песчаные горизонты в вертикальном направлении по разрезу. Это явление широко распространено в мелководных глинистых отложениях, как правило, содержащих дренирующие прослои. В однородных толщах глин перемещение отжатой воды может происходить в горизонтальном направлении в сторону крупных тектонических разломов или более опесчаненных фаций. Этому способствует фильтрационная анизотропия глинистых толщ и их более высокая проницаемость по напластованию, связанная с увеличением степени ориентации структурных элементов глин нормально действующей нагрузке.

При отсутствии дренирующих прослоев отток отжимающейся воды из глинистых пород становится затруднительным, что вызывает появление аномально высокого пластового давления (АВПД). Полный разрыв гидравлической связи поровой воды с внешней гидросферой приводит к увеличению напряжений внутри породы за счет геостатического давления.

Огромное влияние на уплотнение пород и происходящие в них химико-минеральные преобразования оказывает температура. Роль температуры в развитии процессов катагенеза проявляется, прежде всего, через изменение состояния и активности заключенной в породе воды. Повышение температуры увеличивает активность воды: растет степень ее диссоциации, подвижность и растворяющая способность. Растворение аморфного кремнезема, например, возрастает в 5–6 раз при увеличении температуры воды от 0 до 80–90 °С. Кварц, практически нерастворимый в обычных условиях, при температуре около 200 °С приобретает растворимость, равную нескольким миллиграммам на литр. Снижение вязкости воды существенно повышает водопроницаемость пород и ускоряет их дегидратацию при уплотнении: с повышением температуры до 300 °С водопроницаемость глинистых пород при прочих равных условиях возрастает почти в 10 раз (Мухин, 1963).

Большое влияние на развитие уплотнения пород оказывает трансформация адсорбционно-связанной воды в свободную. Экспериментальными исследованиями А.А. Блоха (1969), Б.В. Дерягина, Н.В. Чураева (1984), Ю.И. Тарасевича, Ф.Д. Овчаренко (1973) установлено, что при температуре 65–70 °С в результате роста трансляционного движения молекул воды происходит ослабление их связи с поверхностью минералов и, как следствие этого – изменение физического состояния воды: из адсорбированной она превращается в свободную (гравитационную) воду. Поскольку адсорбционные центры, связывающие адсорбционно-связанную воду, энергетически неоднородны, то можно ожидать, что трансформация прочносвязанной воды в свободную будет наблюдаться при температурах 65–110 °С и выше. Следует отметить, что внешнее давление стремится воспрепятствовать росту трансляционного движения молекул воды. Поэтому влияния температуры и давления в зоне катагенеза на состояние адсорбционно-связанной воды являются противоположно направленными.

Трансформация адсорбционно-связанной воды в свободную может происходить также и в ходе минеральных преобразований. В частности, развивающийся при катагенезе процесс гидрослюдизации монтмориллонита сопровождается высвобождением адсорбированных молекул воды, гидратирующих межслоевое пространство монтмориллонита.

Переход адсорбционно-связанной воды в свободную приводит к ускорению дегидратации породы и ее уплотнению, а также к появлению в поровом растворе свободной воды с повышенной растворяющей способностью, обусловленной эффектом протонизации. Последнее связано с частичной диссоциацией образующейся свободной воды в условиях повышенной температуры (Злочевская, 1969; Тарасевич, Овчаренко, 1973). Появление свободной воды с повышенной растворяющей способностью вызывает активизацию растворения солей и некоторых даже трудно растворимых минералов. Сказанное подтверждается снижением содержания солей в глинистых породах, залегающих ниже изотермы 65–70 °С.

Наряду с уплотнением, при катагенезе продолжаются процессы минералообразования и агрегации коллоидов. Характерны выделение в порах новообразований в виде зерен, зернистых агрегатов и кристаллов правильной формы и перекристаллизация ранее выделившихся мелкокристаллических соединений. Наибольшее значение имеет изменение состава глинистых минералов на среднем и заключительном этапах катагенеза – гидрослюдизация монтмориллонита с образованием диоктаэдрических слюд. Процесс проходит через образование промежуточной фазы – смешанослойных минералов гидрослюд-монтмориллонитового и гидрослюд-монтмориллонит-хлоритового ряда (см. рис. 14).

Впервые трансформацию монтмориллонита в гидрослюду в ходе катагенеза отметил Уивер (Weaver, 1960). Затем были изучены основные закономерности этого

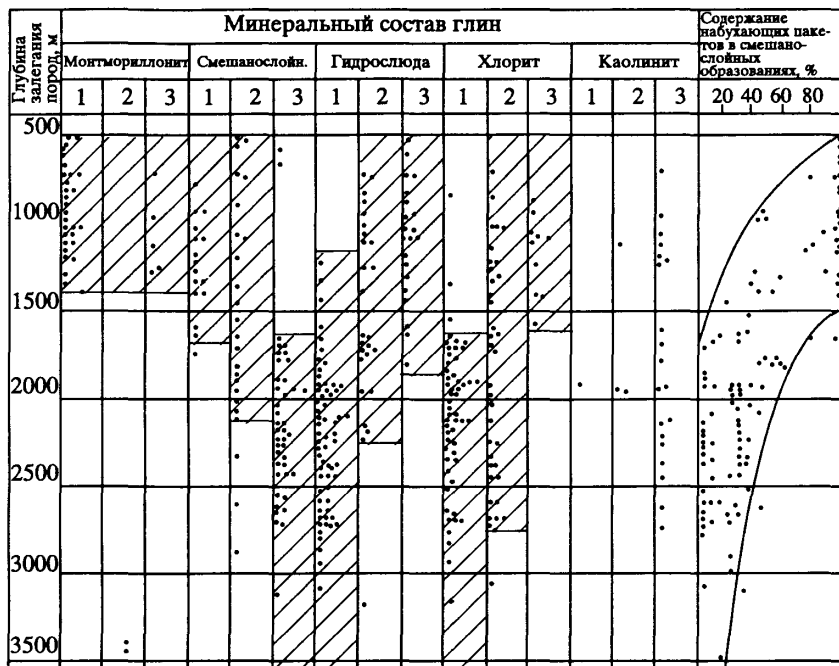


Рис. 17. Изменение состава глинистых минералов с глубиной в глинистых покрывках мезозойских отложений Западной Сибири (Прозорович, 1972). Относительное содержание минералов в глинах:

1 – преобладают, 2 – содержатся в подчиненном количестве, 3 – содержатся в незначительном количестве. Косяя штриховка – зоны преобладающего распространения глин с тем или иным относительным содержанием глинистых минералов

процесса. На примере разреза третичных глин штата Техас было установлено, что преобразование монтмориллонита в гидрослюду через смешанослойную фазу происходит в интервалах глубин от 2250 м до 3750 м, а на глубинах более 4200 м в породах полностью отсутствовали набухающие минералы. В дальнейшем постседиментационная трансформация глинистых минералов при литогенезе изучалась А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым, И.Д. Зхусом и В.В. Бахтиным. Данные по изменению состава глин в природных условиях были подтверждены лабораторными экспериментами В.А. Франк-Каменецкого и др. в 1983 г. Было установлено, что в каждом бассейне процесс минеральных преобразований имеет свои особенности. Так, например, в пределах разреза юрских и меловых отложений Центрального Дагестана гидрослюда обнаружена на глубине 3700 м (Чихрадзе, 1979). Для Ставропольского поднятия граница начала гидрослюдизации монтмориллонита определена в меловых отложениях на глубине 2,3–3,3 км. В то же время для среднеплиоцен-четвертичных отложений Южно-Каспийского бассейна преобразование монтмориллонита в гидрослюду не наблюдалось вплоть до глубин 5–6 км (Пашалы, Хеиров, 1975).

Обобщение данных по изменению состава глинистых минералов в покрывках на стадии катагенеза было выполнено Г.Э. Прозоровичем (1972) на примере глин Западной Сибири (рис. 17). Как видно из приведенных данных, с глубиной идет за-

Отложения	Минералы	Гумидная зона				Аридная зона			
		Диагенез	Катагенез			Диагенез	Катагенез		
			Ранний	Средний	Поздний		Ранний	Средний	Поздний
Морские	Каолинит		-----						-----
	Монтмориллонит	▬	▬			▬	▬		
	Смешанослойные, неупорядоченные ряды монтмориллонит-гидрослюда		▬				▬		
	Гидрослюда	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
	Хлорит								
	Пальгорскит								-----
Континентальные	Каолинит	▬	▬						
	Монтмориллонит					▬	▬		
	Смешанослойные, неупорядоченные ряды монтмориллонит-гидрослюда						▬		
	Гидрослюда	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
	Хлорит								
	Пальгорскит					▬	▬		

Рис. 18. Изменение состава глинистых минералов в отложениях гумидной и аридной зон на различных стадиях литогенеза (Зхус и Бахтин, 1979)

метное увеличение содержания смешанослойных минералов и гидрослюда с одновременным уменьшением монтмориллонита. Последний начинает играть подчиненную роль и практически исчезает уже на глубинах около 1500 м. Одновременно на этих же и бóльших глубинах происходит увеличение смешанослойных минералов с постепенным сокращением содержания у них набухающего компонента. На глубинах более 3000 м преобладающими минералами в покрывках становятся гидрослюда, смешанослойные (с количеством набухающих пакетов не более 30%) и хлориты.

Не менее интересные результаты были получены И.Д. Зхусом и В.В. Бахтиным (1979) при изучении состава глинистых минералов морских и континентальных отложений, испытавших различные литогенетические преобразования (рис. 18). Авторами были выявлены типичные комплексы глинистых минералов гумидных и аридных зон на различных этапах диагенеза и катагенеза, которые в позднем катагенезе приобретают сходные черты и теряют свои первоначально индивидуальные особенности. Таким образом, в позднем катагенезе, вне зависимости от первоначального состава, ассоциации глинистых минералов становятся преимущественно двухкомпонентными, состоящими из гидрослюда и хлорита.

В работах Н.Б. Вассоевича (1967) и М.М. Файер (1974) была изучена взаимосвязь изменений глинистых минералов в ходе литогенеза с преобразованием органического вещества в угли. Было установлено, что зона существования монтмориллонита распространяется до глубины, где идет образование "газовых" углей

Рис. 19. Изменение отражательной способности витринита с глубиной залегания глинистых пород (Литолого-петрограф. критерии..., 1990). Возраст отложений:

1 – плиоцен; 2 – миоцен, 3 – палеоген–верхний мел

(2500–3300 м), а максимальное развитие смешанослойных минералов соответствует термобарическим условиям, при которых формируются “длинно-пламенные” и “газовые” угли (1650–3300 м). К большим глубинам (3300–4000 м) приурочено образование “жирных” углей и постепенное снижение количества смешанослойных минералов с высоким содержанием набухающих компонентов.

В ряде случаев количественным критерием степени преобразования глинистых пород на стадии катагенеза

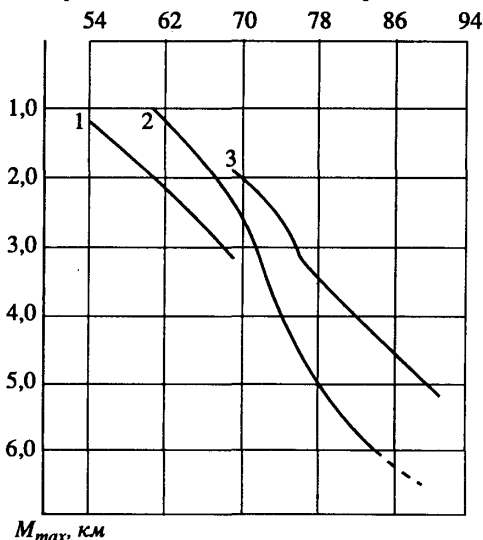
может быть показатель отражательной способности витринита (R^a). Величина этого показателя закономерно возрастает с глубиной в зависимости от степени преобразования углистого вещества (рис. 19) (Литолого-петрограф. критерии..., 1990). Однако при использовании этого метода следует учитывать, что при сохранении общей закономерности изменения R^a с глубиной, его численные значения могут различаться для пород различного возраста. Кроме того, из-за частого отсутствия углистых включений в образцах керна углепетрографические исследования становятся неприменимыми.

На стадии катагенеза в результате повышающегося давления и температуры происходит дальнейшее уплотнение и преобразование микроструктуры глинистой породы. Эти преобразования выражаются в уплотнении и укрупнении ультрамикрорегрегатов и микроагрегатов, их постепенном преобразовании вначале в крупные вытянутые микроблоки, а затем в поликристаллические сростки толщиной до 10–12 мкм. Увеличивается степень ориентации твердых структурных элементов и возрастает анизотропия физических и механических свойств глин. Вследствие интенсивного давления и “взаимного срастания” глинистых частиц внутри микроблоков и поликристаллических сростков исчезают ультрамикроразрывы и сокращается количество межультрамикроагрегатных микропор. Одновременно растет количество анизометричных и щелевидных микропор, разделяющих микроблоки и сростки.

Происходит постепенное изменение ранее сформированных микроструктур и образование новых. Наибольшее распространение на стадии катагенеза имеют турбулентная и ламинарная микроструктуры. Первая формируется на начальном, а вторая – на более поздних этапах катагенеза.

Турбулентная микроструктура представлена на рис. 20, а, на котором приведен фотомонтаж РЭМ-изображений образца морской кембрийской глины E_1 . Наиболее характерная ее особенность – присутствие листообразных изогнутых микро-

Отражательная способность витринита, $10 R^a$



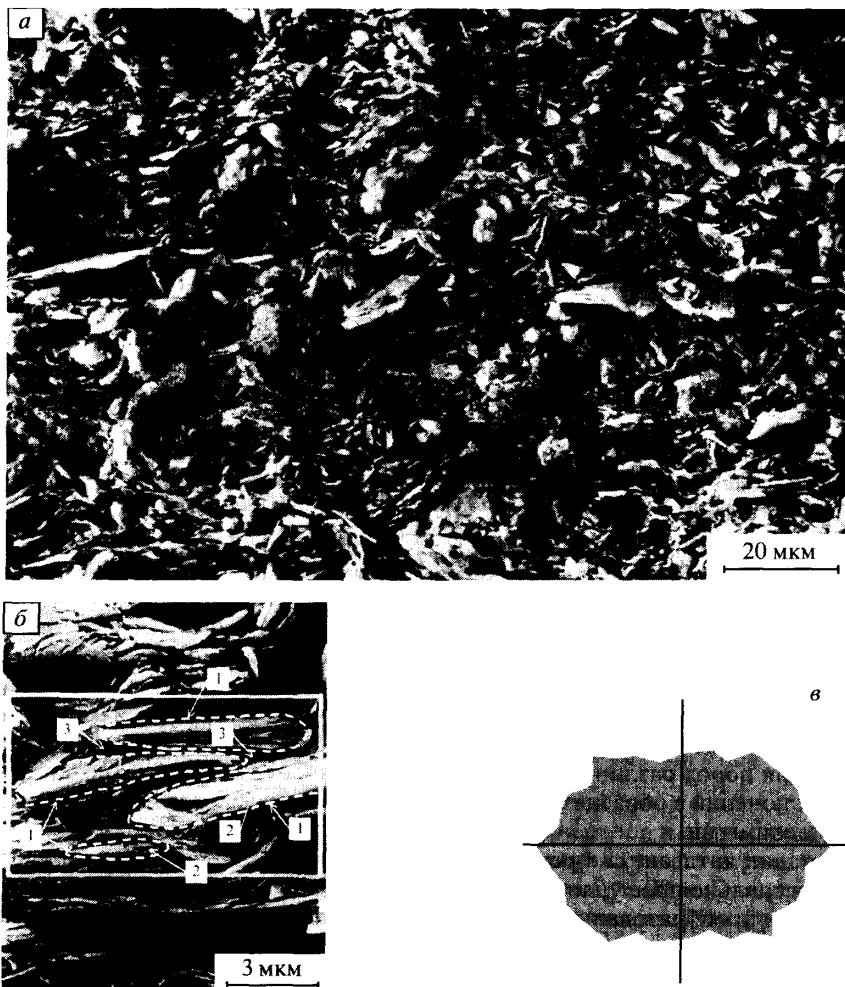


Рис. 20. Общий вид (а) турбулентной микроструктуры морской кембрийской глины (р-н Санкт-Петербурга), ее фрагмент (б) и ориентация структурных элементов (в)

агрегатов глинистых частиц, ориентированных по напластованию, которые обтекают пылеватые зерна подобно турбулентному потоку.

Основные твердые структурные элементы (рис. 20, а) 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. 20, б) 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. Ультрами-

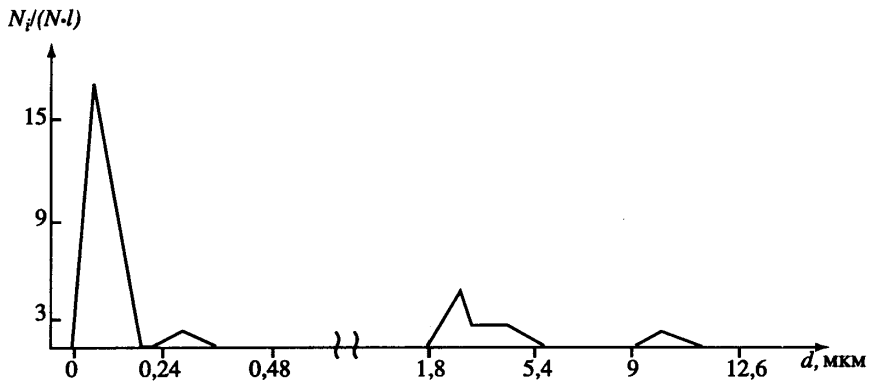


Рис. 21. Кривая распределения пор по эквивалентным диаметрам для турбулентной микро-структуры

кроагрегаты состоят из частиц глинистых минералов, контактирующих базальными плоскостями.

Помимо микроагрегатов и ультрамикроагрегатов в турбулентной микроструктуре могут содержаться отдельные включения пылеватых зерен (2) преимущественно изометричной формы (рис. 20, а), размер которых может изменяться в довольно широких пределах – от 5 до 20 мкм. Поверхность зерен обычно покрыта глинистыми “рубашками”.

Количественный анализ микроструктуры, проведенный по РЭМ-изображениям показывает, что в глинистых породах с турбулентной микроструктурой поровое пространство представлено четырьмя категориями пор со средними эквивалентными диаметрами 0,06; 0,26; 3,3 и 10,2 мкм (рис. 21). Большая часть порового пространства образована мелкими межмикроагрегатными (3) (рис. 20, а) и тонкими межультрамикроагрегатными (3) (рис. 20, б) микропорами, на долю которых приходится 93,7% общей измеренной пористости (значение общей пористости данной породы 28,7%).

Крупные межмикроагрегатные микропоры (4) (рис. 20, а) в глинистых породах с турбулентной микроструктурой встречаются очень редко, главным образом в местах сочленения глинистых микроагрегатов с пылеватыми частицами. Они имеют изометричную форму и их $d_{э\text{кв}} \sim 10,2$ мкм.

Мелкие межмикроагрегатные микропоры составляют вторую (после ультрамикропор) по численности категорию в данной микроструктуре (плотность вероятности 3,8). Как правило, эти поры анизометричной формы с $d_{э\text{кв}} \sim 3,3$ мкм.

Несколько меньшее распространение (плотность вероятности 2,4) имеют межультрамикроагрегатные тонкие анизометричные микропоры 3 (рис. 20, б), средний эквивалентный диаметр которых составляет 0,26 мкм.

Наиболее многочисленны (плотность вероятности 15,9) межчастичные ультрамикропоры (2) щелевидной формы (рис. 20, б) с $d_{э\text{кв}} \sim 0,06$ мкм. Необходимо отметить, что для данной категории щелевидных пор эквивалентный диаметр не дает полного представления об их размере, поэтому более корректно пользоваться значениями площади или указывать максимальную ширину их раскрытия.

Анализ турбулентной микроструктуры показал, что она относится к категории высокоориентированных с преимущественной ориентацией структурных элемен-

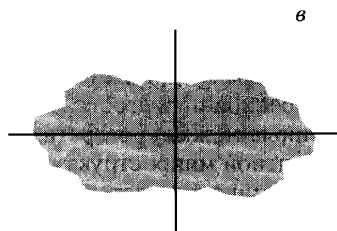
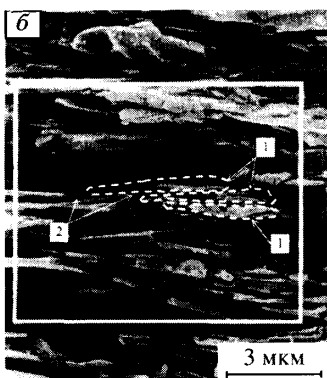
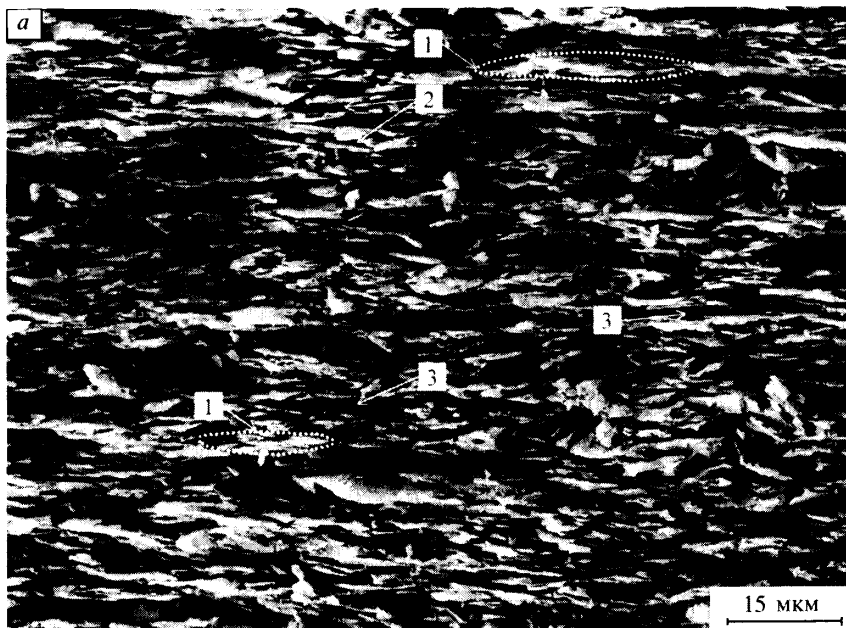


Рис. 22. Общий вид (а) ламинарной микроструктуры аргиллита (р-н г. Сочи), ее фрагмент (б) и ориентация структурных элементов (в)

тов по напластованию. Это подтверждается также эллипсовидным характером розы ориентации и высоким значением коэффициента анизотропии ($A_r = 28,7\%$) (рис. 20, в).

Отличие турбулентной микроструктуры от образующейся при диагенезе матричной микроструктуры заключается в возрастании доли мелких и тонких микропор в поровом пространстве глин. Крупные поры практически исчезают. По-прежнему относительно высоким остается количество ультрамикропор. Существенно повышается ориентация структурных элементов, что обуславливает появление в глинах физической, фильтрационной и механической анизотропии.

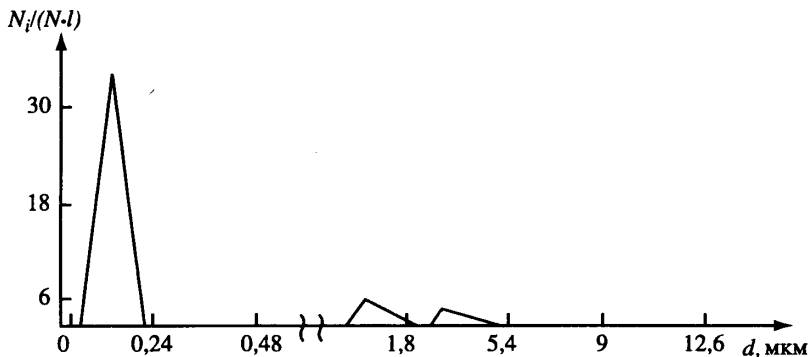


Рис. 23. Кривая распределения пор по эквивалентным диаметрам для ламинарной микроструктуры

Отличительная особенность *ламинарной микроструктуры* – высокая степень ориентации структурных элементов в плоскости напластования. Это пример типичной однородной и анизотропной микроструктуры.

Основными твердыми структурными элементами (рис. 22, а) 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. 22, б), контактирующих базисными поверхностями. Длина ультрамикроагрегатов составляет 2–6 мкм, а толщина – 0,2–0,5 мкм. Ультрамикроагрегаты образованы глинистыми частицами, контактирующими по типу базис–базис.

Помимо микроагрегатов и ультрамикроагрегатов в ламинарной микроструктуре присутствуют поликристаллические сростки микроагрегатов анизометричной формы, которые также вытянуты по напластованию. Их максимальная толщина может достигать 3–4 мкм.

Количественный анализ РЭМ-изображений ламинарной микроструктуры показывает, что поровое пространство глинистых пород с такой микроструктурой представлено тремя категориями пор (рис. 23) со средними эквивалентными диаметрами 0,11; 1,5; 3,4 мкм.

Основная часть порового пространства образована мелкими межмикроагрегатными микропорами с эквивалентными диаметрами 1,5 и 3,4 мкм. Они составляют 71% от общей измеренной пористости (для данной породы 9,3%). Эти микропоры 2 и 3 (рис. 22, а) имеют щелевидную и анизометричную форму.

Тонкие межультрамикроагрегатные микропоры 2 (рис. 22, б) составляют до 29% от измеренной общей пористости. Их размер не превышает 0,11 мкм, и они имеют щелевидную форму.

Ламинарная микроструктура относится к микроструктурам с высокой степенью ориентации структурных элементов. Это подтверждается сильно вытянутой эллипсоидной формой розы ориентации структурных элементов и высоким ($A_r = 48,8\%$) значением коэффициента анизотропии (рис. 22, в).

Основными отличиями ламинарной микроструктуры от турбулентной являются ее более высокая степень однородности и уменьшение размеров пор вместе со

снижением общей пористости. При этом в глинистых породах с ламинарной микроструктурой, сформировавшейся на стадии позднего катагенеза, наблюдается исчезновение крупных межмикроагрегатных микропор ($d_{э\text{кв}} = 10\text{--}100$ мкм) и межчастичных ультрамикропор ($d_{э\text{кв}} < 0,1$ мкм). Первые в результате высоких геостатических давлений уменьшаются в размерах и трансформируются в мелкие межмикроагрегатные микропоры ($d_{э\text{кв}} \sim 3,4$ мкм). Вторые смыкаются под действием высоких геостатических давлений и температур. В результате чего происходит “срастание” тонких глинистых частиц и ультрамикроагрегатов.

Таким образом, важные отличительные признаки ламинарной микроструктуры от турбулентной – укрупнение ультрамикроагрегатов и микроагрегатов и повышение степени их ориентации.

Помимо охарактеризованных выше турбулентной и ламинарной микроструктур, в ходе непрерывного процесса катагенеза могут образовываться такие переходные микроструктуры, как матрично-турбулентная и турбулентно-ламинарная, обладающие промежуточными характеристиками.

Развитие катагенеза проявляется не только в преобразовании морфометрических и геометрических особенностей микроструктур. Важное значение имеет изменение характера взаимодействий между структурными элементами и повышение их структурного сцепления. Рост прочности структурных связей в таких породах обусловливается несколькими явлениями. Прежде всего это связано с увеличением количества и площади контактов между структурными элементами в ходе уплотнения пород. Еще большее значение имеет изменение характера и энергии сил, действующих на контактах. Повышение давления и температуры приводит вначале к постепенному уменьшению толщины гидратной пленки в зоне контактов частиц, а затем полному ее прорыву и образованию на очень ограниченной площадке более прочного контакта. Образующийся контакт получил название *переходного* (Осипов, Соколов, 1974; Осипов, 1979).

Образование переходных контактов сопровождается значительным повышением прочности, появлением упруговязких свойств и потерей пластичности глинистых пород. Важной особенностью переходных контактов является их метастабильность по отношению к воде, т.е. способность гидратироваться и терять присущие им свойства. Обратимость переходных контактов связана с высокой энергией гидратации катионов-компенсаторов, участвующих в их образовании, а также с расклинивающим действием пленок адсорбционно-связанной воды, которое оказывается достаточным, чтобы преодолеть силы сцепления на небольшой площадке переходного контакта и увеличить расстояние между взаимодействующими частицами. С этим связана и другая особенность пород с переходными контактами – их высокая способность к набуханию при увлажнении в отсутствие противостоящего этому процессу внешнего сжимающего напряжения.

В основе формирования переходных контактов лежит процесс образования прочных связей за счет электростатического притяжения отрицательно заряженных частиц находящимися между ними катионами (Осипов, Соколов, 1974) (рис. 24). По механизму формирования переходные контакты во многом аналогичны ионно-электростатическим связям, существующим внутри структур слоистых силикатов (например, слюд) и обеспечивающим прочное сцепление слоев внутри кристаллов этих минералов. Очевидно, что аналогичные связи могут возникать и между глинистыми частицами при их плотном поджатии базисными поверхностями с образованием поликристаллического агрегата.

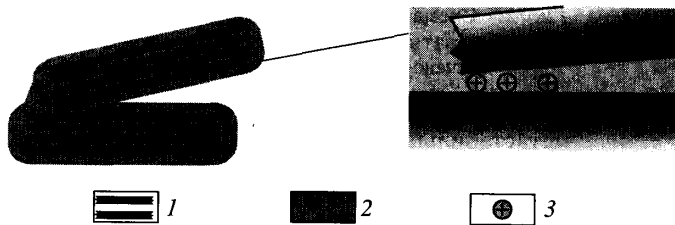


Рис. 24. Схема переходного контакта, образующегося за счет ионно-электростатического взаимодействия глинистых частиц:

1 – глинистые частицы, 2 – связанная вода, 3 – катионы, формирующие ионно-электростатические связи

При сближении плоских поверхностей двух частиц на расстояния, близкие к межплоскостным (0,7–1,2 нм), происходит перекрытие их диффузных слоев в зоне контакта и образование специфического распределения потенциала (рис. 25, а), обуславливающего нахождение катионов адсорбционных слоев частиц в потенциальной яме, т.е. в центре зазора. Такое расположение положительных ионов приводит к их взаимодействию с обеими отрицательно заряженными поверхностями и образованию между частицами ионно-электростатических “мостиков” (рис. 25, б). По мере уплотнения пород и повышения степени ориентации частиц площадь ионно-электростатического контакта может разрастаться и одновременно увеличивается его прочность.

Оценочные расчеты, проведенные авторами (Соколов, 1973; Осипов, Соколов, 1974), показали, что величина силы притяжения, приходящаяся на один ионно-электростатический “мостик”, может достигать $\sim 0,14 \cdot 10^{-10}$ Н. Для образования контакта, превышающего по силе сцепления глинистых частиц коагуляционный контакт, необходимо около $3 \cdot 10^3$ ионно-электростатических “мостиков”. В этом случае прочность переходного контакта будет $\sim 5 \cdot 10^{-8}$ Н, а его площадь (в пределах которой расстояние между частицами составляет $\sim 1,2$ нм) не превышает $3,6 \cdot 10^3$ нм², что отвечает примерно 0,3% площади частицы микронного размера.

Значительную трудность представляет оценка верхней границы прочности переходного ионно-электростатического контакта. Для этого можно воспользоваться

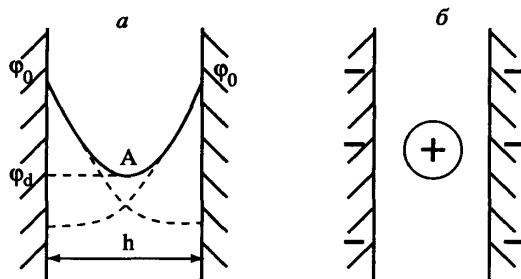


Рис. 25. Распределение одноименного потенциала в зазоре между двумя глинистыми частицами, сближенными на межплоскостное расстояние (а), и схема ионно-электростатического взаимодействия частиц (б)

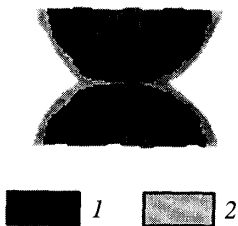


Рис. 26. Схема переходного контакта, образующегося между песчано-пылевыми частицами под влиянием внешнего давления:
1 – песчано-пылевые частицы, 2 – связанная вода

наиболее важным признаком переходного контакта – его метастабильностью (обратимостью). Метастабильность переходного контакта определяется тем, что энергия гидратации катионов, находящихся в зоне контакта, превышает энергию ионно-электростатических “мостиков”. Поэтому при снятии внешнего давления расстояние между частицами на контакте увеличивается, ионно-электростатическое притяжение частиц ослабевает и контакт по своему строению и энергии становится коагуляционным.

Эксперименты показывают (Осипов, Соколов, 1974), что обратимость переходных контактов исчезает при достижении их прочности $\sim 3 \cdot 10^{-7}$ Н. При большей прочности переходные контакты ведут себя как необратимые фазовые контакты. Очевидно, что величина $3 \cdot 10^{-7}$ Н может быть взята за верхнюю границу прочности переходного контакта.

Возвращаясь снова к расчетам, не трудно показать, что сила притяжения ($3 \cdot 10^{-7}$ Н) между глинистыми частицами микронного размера достигается при образовании на контакте $\sim 2 \cdot 10^4$ ионно-электростатических “мостиков”. Если принять, что каждый “мостик” занимает площадь в $1,2 \text{ нм}^2$, то общая площадь максимального по прочности переходного контакта будет $\sim 2,5 \cdot 10^4 \text{ нм}^2$, что составляет около 3% от площади частицы.

При дальнейшем уплотнении пород и увеличении площади, на которой возникают ионно-электростатические связи, будет формироваться фазовый контакт.

Таким образом, при определенных условиях контакты ионно-электростатической природы могут переходить как в коагуляционные, так и в фазовые. Это дало основание авторам назвать их контактами переходного типа (Осипов, Соколов, 1974). По расчетам глинистые породы, сложенные частицами микронного размера и имеющие переходные контакты (при пористости 25–30%), обладают прочностью на разрыв в пределах 0,03–0,15 МПа, что соответствует экспериментальным данным.

Под влиянием высокого внешнего давления переходные контакты могут возникать не только между глинистыми частицами, но и песчано-пылевыми зёрнами. Однако механизм формирования переходного контакта в этом случае является иным и связан с непосредственным продавливанием гидратных пленок, пластическим деформированием твердых частиц и совместной раскристаллизацией в зоне контакта вещества взаимодействующих частиц (“холодная сварка”) (рис. 26).

Оценка внешнего напряжения P_c , при котором происходит вытеснение адсорбционных слоев из контактной зоны и непосредственное (сухое) взаимодействие частиц, возможна с учетом условий задачи Герца. Среднее значение нормальной составляющей внешнего напряжения, действующего в зоне прорыва гидратной адсорбционной пленки, рассчитывается из следующего выражения (Яминский и др., 1982):

$$P_c = \frac{2}{\pi} \left[\frac{2 E^2 f_c}{9 (1 - \eta^2)^2 R} \right]^{1/3}, \quad (2.1)$$

где E – модуль Юнга частиц, η – коэффициент Пуассона, f_c – эффективное внешнее напряжение на индивидуальном контакте, R – радиус частиц.

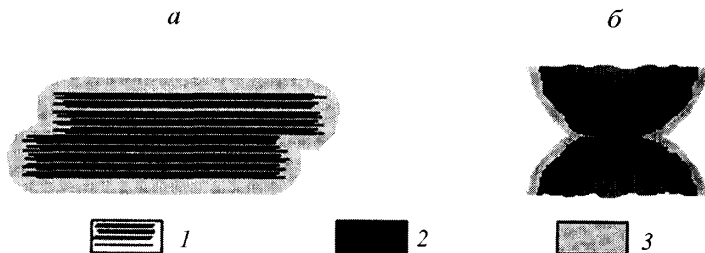


Рис. 27. Схемы фазовых кристаллизационных контактов, образующихся за счет: а – сил ионно-электростатической природы; б – сил химической природы при пластичном деформировании частиц в зоне контакта (“холодная спайка”)

1 – глинистая частица, 2 – песчано-пылеватая частица, 3 – связанная вода

Для расчета могут быть взяты табличные значения $E \approx 7 \cdot 10^{10}$ Па и $\eta = 0,2$. Величина f_c находится на основании данных экспериментов Р.К. Юсупова (1973) по изучению прочности контактов между двумя кристаллическими телами при различных усилиях их поджима. Для частиц размером 1–2 мм пороговое значение усилия поджима, при котором скачкообразно происходит переход от коагуляционных к более прочным контактам, составляет $5 \cdot 10^{-4}$ Н. Подставляя эти значения в приведенную выше формулу, можно получить величину критических напряжений $P_c \approx \approx 6 \cdot 10^7$ Па, при которых начинает формироваться переходный контакт между песчано-пылевыми зернами. Полученное значение (60 МПа) отвечает данным по граничному трению (Ахматов, 1963).

В основе формирующихся таким образом контактов лежат химические (валентные) силы, действующие на очень ограниченных по площади контактах. Принимая прочность единичной валентной связи равной $e^2/4\pi\epsilon_0 b^2 \approx 10^{-9}$ Н (где e – заряд электрона, ϵ_0 – диэлектрическая постоянная, равная $8,85 \cdot 10^{-12}$ ф/м, b – расстояние между атомами в кристаллической ячейке $\sim 0,1$ нм), можно найти, что для образования переходного контакта с максимальной прочностью $3 \cdot 10^{-7}$ Н необходимо $3 \cdot 10^2$ связей. Площадь образующего контакта будет равна ≈ 3 нм². При количестве химических связей $< 3 \cdot 10^2$ образующий переходный контакт является метастабильным: при снятии внешней нагрузки он способен гидратироваться с разрушением валентных связей и переходом в коагуляционный контакт.

При дальнейшем повышении давления и температуры на глубинах, соответствующих примерно среднему этапу катагенеза, происходит образование наиболее прочных фазовых контактов. В основе этого вида контактов лежат силы ионно-электростатической и химической природы. Фазовые контакты обладают высокой прочностью, иногда превосходящей прочность самих контактирующих минералов. Поэтому породы с фазовыми контактами являются типичными твердыми телами, упруго деформирующимися при приложении внешних нагрузок и хрупко разрушающимися при достижении предельной прочности. В отличие от переходных фазовых контактов не гидратируются, что обуславливает водостойкость и полную потерю способности к набуханию пород с этими контактами.

Образование фазовых контактов может идти несколькими путями. При плотном поджатии глинистых частиц с молекулярно гладкими базисными поверхностями и взаимном перекрытии частиц на значительной площади возможно образова-

ние фазового контакта за счет ионно-электростатических связей (рис. 27, а). Как уже говорилось, при образовании ионно-электростатических связей в количестве $>2 \cdot 10^4$ контакт приобретает водостойкость и преобразовывается в фазовый контакт. Это происходит при уменьшении угла, под которым контактируют частицы. При взаимопараллельном расположении частиц связи могут образовываться практически по всей их площади, что позволит образоваться до $8 \cdot 10^5$ ионно-электростатическим “мостикам”. Это обеспечивает прочность сцепления двух микронных частиц $\sim 10^{-5}$ Н.

Другим возможным путем образования фазовых кристаллизационных контактов (в том числе контактов между неглинистыми песчано-пылеватыми частицами) является “холодная” спайка минералов за счет сил химической природы (рис. 27, б). Первоначально переходный контакт при росте давления переходит в более прочный фазовый контакт. Это наблюдается при расширении площади контакта, на котором происходит взаимное сцепление частиц за счет валентных сил. При образовании валентных связей в количестве $>3 \cdot 10^2$ контакт теряет свою обратимость и становится фазовым, который по своей природе подобен участку границы зерен в поликристаллическом веществе. Поэтому часто такой контакт называют кристаллизационным.

Механизм формирования кристаллизационного контакта трактуется по-разному. Так, Я.Е. Гегузин (1967) считает, что образование химических связей происходит в результате совместной раскристаллизации, а энергия, необходимая для этого процесса, выделяется при деформировании твердых частиц. Наряду с этим существует энергетическая теория, согласно которой для образования фазового контакта необходима определенная энергетическая активация поверхностей, направленная на аморфизацию кристаллической структуры в зоне контакта.

В условиях высоких температур, близких к точке плавления частиц, возможно образование фазовых контактов за счет спекания. В основе этого явления лежат процессы взаимной диффузии, чрезвычайно интенсифицирующиеся при повышении температуры.

Прочность индивидуального кристаллизационного контакта определяется прочностью валентной связи ($\sim 10^{-9}$ Н). Фазовый контакт с минимальной расчетной прочностью ($\sim 4 \cdot 10^{-7}$ Н) возникает при наличии около $3 \cdot 10^2$ связей. Формирование максимального по прочности контакта определяется его площадью, зависящей от минерального состава (твердости минерала) и размера контактирующих зерен. Для частиц с диаметром в 1 мкм площадь контакта может достигать $\sim 10^2$ нм² и более, а для кварцевых зерен диаметром 100 мкм – около 10^4 нм². Определив количество образующихся валентных связей в первом и втором случаях с учетом их дефектности, можно получить значения прочности индивидуального контакта, равные соответственно 10^{-6} Н и 10^{-4} Н.

Одним из наиболее распространенных процессов, приводящих к образованию фазовых контактов, является цементация. Развитие цементации связано с изменением геохимических условий в осадочной толще и выделением на контактах зерен и частиц новой фазы в виде гидроксидов кремния, кальция, железа, алюминия и других неорганических и органических соединений (рис. 28).

Общие закономерности процесса цементации установлены при изучении твердения вяжущих веществ П.А. Ребиндером, Н.В. Михайловым, А.Ф. Полаком и другими и широко используются при разработке методов искусственного упрочнения пород. В основе цементации лежит распространенный в природе процесс

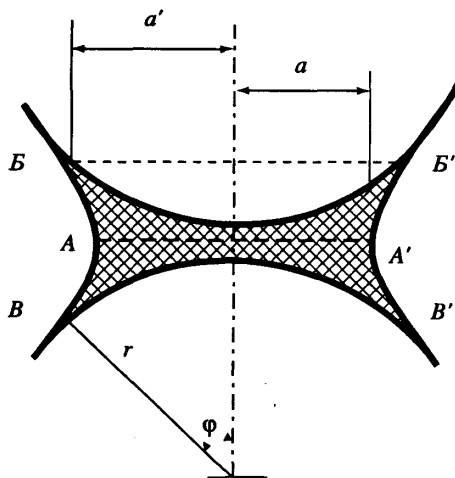
Рис. 28. Схема фазового цементационного контакта

выделения цементирующих веществ из поровых вод, пересыщенных по отношению к образующейся фазе. “Срастание” элементов дисперсной структуры идет за счет химических сил на поверхности раздела минерал–цемент. Поэтому одно из основных условий цементации – химическое сродство между цементирующим веществом и поверхностью частиц дисперсной фазы. Лучшим цементом для слоистых силикатов служат полимеризирующиеся соединения, способные к самопроизвольному построению пространственных цепочечных или сетчатых структур и обладающие выраженной молекулярной близостью с поверхностью цементируемых частиц. Для глинистых пород в присутствии соединений кальция этим требованиям отвечают гели кремнекислот и органическое вещество, образующие кремнистые, кремниво-карбонатные и органические цементы, встречающиеся у кремнистых и мергелистых глин, а также сланцеватых глин с высоким содержанием органического вещества. Кроме того, в качестве цементов могут встречаться соединения железа и некоторые легкорастворимые соли.

Как показывают исследования Т.Ю. Любимовой, Н.Б. Урьева и Н.В. Михайлова, образование новой фазы в контактной зоне идет с большей скоростью, чем в объеме. Это явление объясняется “организующим” влиянием минералов и избытком поверхностной энергии, которым обладают тонкодисперсные частицы. Следовательно, цементация минеральных частиц происходит, в первую очередь, по их контактам. Вместе с тем специфические условия образования новой фазы на контактах приводят к появлению там дополнительных напряжений. Поэтому контакты срастания, как правило, имеют избыточную энергию, а следовательно, и повышенную растворимость по сравнению со сформированными в объеме ненапряженными кристаллами (Ребиндер, 1966).

В субаквальных условиях цементирующим веществом часто является кремнезем. Согласно современным представлениям о растворимости кремнезема и нахождении его в природных водах не в коллоидальном состоянии, а в виде истинного раствора (Мило, 1968), цементация в водной среде идет за счет выделения на контактах кремнистых гелей и тонкокристаллических форм кремнезема (халцедона, опала). Этот процесс возможен при отсутствии или незначительном содержании в поровом растворе соединений магния, алюминия и железа. В ином случае кремнезем расходуется на образование новых глинистых минералов.

Процессы цементации глинистых пород развиваются особенно интенсивно при наличии кальция в поровых водах и обменном комплексе. В этом случае возможно появление более сложных соединений кремнезема типа силиката и гидросиликата кальция (Горькова, 1957).



Существенную роль в цементации глинистых пород может играть органическое вещество. Установлено, что при определенных условиях в процессе литогенеза гуминовые соединения утрачивают свою стабилизирующую способность и начинают способствовать возникновению прочных цементационных связей (Горькова, 1957; Коробанова, 1983). Как показывают данные инфракрасной спектроскопии, рентгеноструктурного и химического анализов, с увеличением степени литификации гуминового вещества его состав претерпевает коренное изменение: повышается содержание углерода, образующего гидрофобные ароматические группы, а количество функциональных групп снижается. Одновременно идет дальнейшее усиление прочности его связи с минеральными частицами – в сильнолитифицированных породах органо-минеральные комплексы оказываются полностью нерастворимыми. В результате усиливается взаимодействие частиц по гидрофобным участкам с образованием химических связей между цепочечными молекулами органических соединений. Этому во многом способствует преобладание в поровом растворе поливалентных катионов, которые вступают в необратимую связь с карбоксильными группами, и таким образом появляются прочные мостики между органическими молекулами контактирующих частиц.

Все рассмотренные выше процессы хотя и имеют различный механизм цементации, приводят к одному и тому же результату – образованию фазовых контактов за счет химических сил и значительному повышению прочности пород.

Величина прочности цементационного контакта (P'_c) зависит от его площади и характера разрушения. При разрушении контакта по цементу (линия А–А', рис. 28) его прочность оценивается как:

$$P'_c = \sigma_c \pi a^2, \quad (2.2)$$

где σ_c – прочность на разрыв вещества цемента, a – см. рис. 28.

При разрушении контакта по одному из зерен (линия Б–Б', рис. 28) величина P'_c находится из следующего выражения:

$$P'_c = \sigma_m \pi (a')^2, \quad (2.3)$$

где σ_m – прочность на разрыв минерала, из которого состоит зерно, a' – см. рис. 28.

В случае разрушения контакта по границе минерал–цемент (В–В', рис. 28), выражение для P'_c принимает следующий вид:

$$P'_c = \sigma_{mc} \frac{\sin \varphi}{\varphi} 2\pi r^2 (1 - \cos \varphi), \quad (2.4)$$

где σ_{mc} – прочность граничной зоны минерал–цемент, φ и r – см. рис. 28.

За минимальный по прочности можно принять такой цементационный контакт, который образован $10^2 \div 10^3$ валентными связями, расположенными в плоскости разрушения. Площадь такого контакта составляет $S_c \approx (10^2 \div 10^3) \cdot b^2 \approx 10 \div 10^2 \text{ нм}^2$, где b – характерное межзатомное расстояние в веществе – цементе. При меньшем количестве валентных связей в плоскости разрушения образующийся контакт является метастабильным и при гидратации системы может разрушаться под действием расклинивающего давления жидкости.

Зная площадь контакта и прочность на разрыв вещества – цемента (σ_c), можно оценить прочность индивидуального цементационного контакта.

Если принять, что для небольших по площади контактов σ_c имеет значение близкое к теоретической прочности твердых тел, т.е. равное 10^9 Н/м², то $P_c \approx \sigma_c \cdot S_c \approx 10^9 \cdot 10^{-16} \approx 10^{-7}$ Н.

При увеличении r (см. рис. 28) площадь контакта возрастает и достигает максимального значения при $a \rightarrow r$.

Учитывая, что с увеличением площади контакта возрастает дефектность образующегося цемента, прочность последнего на разрыв принимается равной 10^6 Н/м². Исходя из этого, максимальная прочность цементационного контакта, разрушающегося по линии А–А' (см. рис. 28) для систем, состоящих из сферических частиц с диаметром 1 и 100 мкм, соответственно будет $\sim 10^{-6}$ и 10^{-2} Н.

Как видно из приведенных выше данных, прочность индивидуальных кристаллизационных и цементационных контактов имеет один и тот же порядок. Поэтому при дальнейших расчетах можно использовать среднюю прочность фазовых контактов, не разделяя ее на прочность, обусловленную цементационными и кристаллизационными разновидностями контактов.

Расчеты показывают, что дисперсные системы с пористостью 5–15%, имеющие фазовые контакты и средний размер структурных элементов в пределах 2–3 мкм, обладают прочностью на разрыв, достигающей 4–6 МПа, что отвечает средней прочности высоколитифицированных глин из средней и нижней подзон катагенеза.

Метагенез. В нижних частях стратиферы дальнейшее преобразование глинистых пород идет под влиянием процессов метагенеза, которые близки к начальным стадиям метаморфизма. Метагенез проявляется в нижних и средних структурных этажах геосинклиналей на глубинах от 5 до 15 км при температуре, достигающей 200–300 °С, и давлении не менее 200 МПа. Значительную роль при метагенезе может играть стрессовое напряжение. В платформенных условиях метагенетически преобразованные толщи встречаются среди древних (докембрийских) образований, где они выглядят аналогично породам низкотемпературного регионального метаморфизма.

Уплотнение пород к началу метагенеза в основном заканчивается. Их преобразование идет, главным образом, за счет физико-химических процессов. Широко развиты процессы растворения и регенерации, под влиянием которых происходит перекристаллизация основной массы породы с появлением вместо листоватых поликристаллических сростков пластинчатых кристаллов. В результате аргиллиты и алевролиты превращаются в глинистые, аспидные и филлитоподобные сланцы.

Усиливается гидрослюдизация аутигенных и обломочных глинистых минералов с образованием высокотемпературных политипов гидрослюды. Среди глинистых минералов широко развита ассоциация, представленная диоктаэдрической гидрослюдой $2M_1$, серицитом, хлоритом, иногда диккитом и пиррофиллитом (см. рис. 14).

Перекристаллизация в условиях высоких гравитационного и стрессового напряжений приводит к глубоким структурным изменениям глинистых пород. Появляется сланцеватость, ориентированная, как правило, под некоторым углом к напластованию, и кливаж течения – параллельная ориентировка пластинчатых кристаллов.

Морфометрические особенности исходного осадка полностью нивелируются, и многие метаморфизованные глинистые породы (глинистые сланцы) приобретают

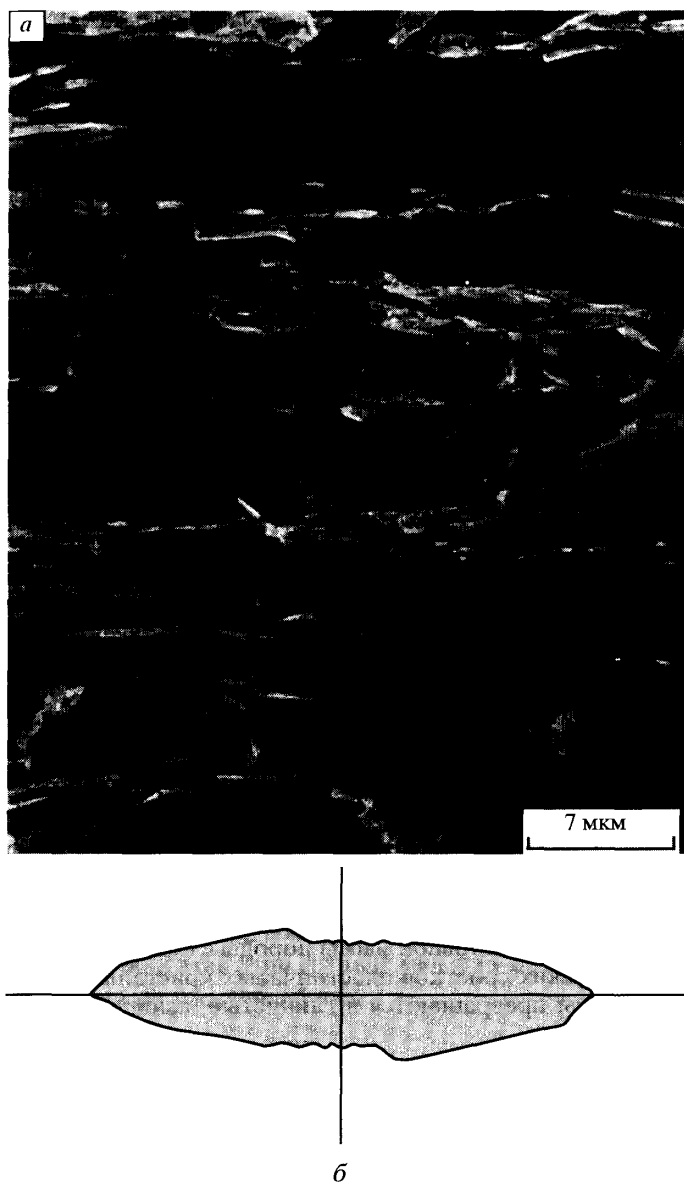


Рис. 29. Бластовая микроструктура глинистого сланца (р-н г.Сочи) (а), роза ориентации структурных элементов (б)

бластовую микроструктуру, сложенную хорошо ориентированными по напластованию микрослоями и пластинчатыми кристаллами толщиной до 3–5 мкм (рис. 29, а).

Породы имеют наибольшую степень ориентации структурных элементов, достигающую иногда 75% (рис. 29, б). Для них характерны низкая пористость (1–2%),

отсутствие межчастичных ультрамикропор. Поровое пространство в основном сложено мелкими межкристаллическими микропорами щелевидной формы.

Раскристаллизация приводит к увеличению количества кристаллизационных контактов и уменьшению контактов цементационного типа. Одновременно возрастает неоднородность структурных связей, обусловленная сланцеватостью пород и развитием кливажа.

Границы между стадиями и этапами литогенеза

Выделение границ между отдельными стадиями литогенеза остается до настоящего времени одним из актуальнейших вопросов в литологии. Так, например, Н.М. Страхов (1960) считает, что граница между стадиями диагенеза и катагенеза может варьировать по глубине в зависимости от конкретных условий от 10–50 до 200–300 м. Н.В. Логвиненко отмечает, что катагенетические изменения начинаются при температуре 30–50 °С и заканчиваются при 150–200 °С. Этим температурам соответствуют величины одностороннего давления, равные соответственно 10–20 и 150–200 МПа. Г. Мюллер (1971) выделяет нижнюю границу стадии диагенеза на глубине до 500 м. Нижнюю же границу стадии катагенеза он предлагает опустить до глубин 5–10 км. Г. Ларсен и Д. Челлигар считают возможным выделить нижние границы раннего и позднего диагенеза соответственно на глубинах 10 и 400 м. Ф.С. Алиев выделяет в глинистых отложениях Бакинского архипелага границу раннего этапа диагенеза на глубине 10 м, а нижнего – на глубине 60 м. И.Г. Коробанова (1983), изучившая непрерывный разрез Аляты-моря в районе Бакинского архипелага на Каспии до глубины 1207 м, выделяет в верхней части разреза до глубины 8 м подзону раннего диагенеза, а до глубины 70–80 м – подзону позднего диагенеза. Нижняя граница катагенеза по ее данным выходит за пределы изученного интервала глубин (1200 м). А.С. Поляков и др. (1979) на основании изучения физических свойств и микроструктур глинистых осадков Бакинского архипелага и глубоководной части Черного моря проводит границу между диагенезом и катагенезом на глубине 50–200 м.

Основной причиной разногласий в выделении границ является, во-первых, влияние фациальных условий на развитие литогенеза, а во-вторых, отсутствие у различных школ литологов единого представления о диагенетических признаках и критериях выделения отдельных стадий литогенеза. Чаще всего в качестве основного критерия используется пористость пород. Действительно, имеющиеся данные, полученные в лабораторных экспериментах (Ломтадзе, 1956; Зиангиров, 1974 и др.) и при изучении природного уплотнения глин (Уэллер, 1961; Meade, 1966; Васильевич, 1966; Прозорович, 1967; Коробанова, 1983 и др.) свидетельствуют о существовании закономерной направленности процесса уплотнения глинистых пород с глубиной погружения. В то же время всеми исследователями признается, что степень постседиментационных изменений пористости пород в значительной степени зависит от их химико-минерального состава, дисперсности, содержания органического вещества, физико-химических условий среды (состав обменных катионов, рН, Eh, состав и минерализация поровых растворов), возраста пород и других факторов. Поэтому в каждом конкретном случае уплотнение глинистых отложений под влиянием геостатического давления развивается по индивидуальному сценарию. Следует отметить, что данные, полученные в лабораторных условиях, хотя и подтверждают общую закономерность развития уплотнения с ростом нагрузки, не в полной ме-

Стадии и этапы литогенеза глинистых осадков и пород

Стадии литогенеза	Этапы литогенеза	Глубина нижней границы, м	Давление на нижней границе, МПа	Температура на нижней границе, °С	Ассоциация глинистых минералов
ДИА-ГЕНЕЗ	Ранний	8–15	0,15	10–15	Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, смешанослойные
	Поздний	80–300 (500)	2–10	15–20	Та же, что и на предыдущем этапе
КАТА-ГЕНЕЗ	Ранний	900–1800 (2000)	20–30	50–60	Гидрослюда, монтмориллонит, смешанослойные, каолинит
	Средний	2100–3600	60–80	80–100	Гидрослюда, смешанослойные, хлорит
	Поздний	2600–5000	120–200	150–200	Гидрослюда, хлорит
МЕТА-ГЕНЕЗ		10 000–15 000	>200	>200	Диоктаэдрическая гидрослюда, серицит, хлорит

ре отвечают всем термодинамическим и физико-химическим условиям природного процесса и, следовательно, не могут служить надежной основой для получения зависимости между пористостью и степенью литификации осадка.

Сказанное свидетельствует о том, что глинистые породы нельзя рассматривать как простую механическую модель, позволяющую устанавливать историю их формирования по показателям пористости. Возникает необходимость при выделении границ диагенеза и катагенеза учитывать не только величину уплотненности пород, но и ряд других показателей. Одним из таких показателей могут быть структурные связи.

Если исходить из того, что со стадиями литогенеза связаны качественные преобразования состава и состояния глинистых пород, то переход из одной стадии в другую должен сопровождаться заметным изменением прочностных и деформационных свойств глин. Эти изменения, как будет показано в последующих главах, обусловлены, прежде всего, переходом одного преобладающего типа контактов в другой, т.е. преобразованием энергетического типа структуры. Зная величины давлений и температур, соответствующие формированию того или иного типа контакта, можно выделить глубины, на которых ожидаются заметные изменения свойств глин, и связать эти глубины с границами различных зон литогенеза.

Другим важным показателем состояния глинистых пород, тесно связанным с характером контактных взаимодействий, является содержание в породах различных категорий связанной воды при определенных термобарических условиях. В процессе литогенеза идет постепенное удаление из глин различных категорий связанной воды: вначале отжимается свободная вода, после чего с повышением

Отражательная способность витринита, $10R^a$	Общая пористость на нижней границе, %	Влажность на нижней границе, %	Консистенция	Преобладающий тип контактов
	60–75	$W \geq W_T$	Скрыто-текучая	Дальний и ближний коагуляционные
	35–45	$W \leq W_T$	Пластичная	Ближний коагуляционный
65–75	16–25	$W \geq W_p$	Полутвердая	Коагуляционный и переходный
75–80	4–12	$W \geq W_{mg}$	Твердая	Переходный и фазовый (цементационный)
80–90	2–4	$W \leq W_{mg}$	Твердая	Фазовый (кристаллизационный и цементационный)
	1–2	$W \leq W_{mg}$	Твердая	Фазовый (кристаллизационный)

температуры и давления происходит постепенное отжатие вначале слабосвязанной, а затем прочносвязанной (адсорбционной) воды. Потеря свободной и физически связанной воды сопровождается преобразованием структуры и свойств глин, включая характер контактных взаимодействий.

Важную информацию о степени литификационного преобразования несут сами глинистые минералы. Трансформации глинистых минералов, связанные со специфическими термобарическими и физико-химическими условиями, и образуемые ими ассоциации могут давать ценные сведения о различных стадиях литогенеза.

Наконец, данные об изменении органического вещества и степени метаморфизма углей, получаемые на основе отражательной способности витринита, могут интерпретироваться в тесной связи со стадиями развития литогенеза.

Сказанное свидетельствует о многогранности процесса литогенеза. Это означает, что при изучении преобразований глинистых отложений необходимо исходить из комплексного анализа ряда показателей глин, являющихся в той или иной степени индикаторами выделяемых стадий и этапов литогенеза. В качестве таких показателей могут быть: пористость пород, парагенез глинистых минералов, степень метаморфизма углей, характер структурных связей и содержание различных категорий воды. С учетом изложенных выше соображений можно перейти к обоснованию границ между отдельными стадиями литогенеза.

Границы между этапами в диагенезе и катагенезом. Исходя из характера структурных связей и консистенции осадков, стадию диагенеза можно подразделить на два этапа: ранний и поздний (табл. 1). Граница между этапами проводится на глуби-

не 8–15 м¹. Осадки на нижней границе *раннего этапа диагенеза* обладают исключительно слабыми структурными связями, обусловленными развитием контактов дальней и ближней коагуляции. При нарушении структуры они приобретают текучую консистенцию. Пористость осадков на этом этапе остается не ниже 60–75%. В порах осадка сохраняется значительное количество свободной воды. Поэтому влажность отложений превышает верхний предел текучести.

Нижняя граница позднего этапа диагенеза, являющаяся одновременно границей между стадиями диагенеза и катагенеза, соответствует переходу от осадка к породе. Безусловно, что такой переход осуществляется постепенно и не имеет четкого раздела. Поэтому граница между диагенезом и катагенезом колеблется в значительных пределах глубин.

Исходя из имеющихся данных, можно считать, что в мелководных субаквальных глинистых осадках эта граница проходит на глубинах 80–90 м, в то время как в тонкодисперсных осадках, отложившихся в глубоководных условиях, она опускается от 150–300 до 500 м (табл. 1). Этим глубинам соответствуют геостатические давления, равные 2–10 МПа, и температуры, не превышающие 15–20 °С. Пористость глинистых образований на границе раздела составляет 35–45%. В составе глинистых минералов при переходе от диагенеза к катагенезу каких-либо заметных изменений не происходит. Органическое вещество постепенно преобразуется из торфяного и сапропелевого в бурогольного. Вода в свободном состоянии может сохраняться только в отдельных крупных порах. Преобладает физически связанная (осмотическая и адсорбционно-связанная) вода. Влажность равна (или чуть ниже) пределу текучести. Структурные связи обуславливаются в основном молекулярными силами, действующими на контактах через гидратные оболочки связанной воды. Преобладают контакты ближней коагуляции.

Границы между этапами в катагенезе и метагенезом. Несмотря на существующую специфику развития катагенеза в различных геологических условиях, имеются общие закономерности, в соответствии с которыми глинистые породы различного исходного состава, генезиса и возраста приобретают в ходе катагенеза характерные черты, позволяющие их подразделять по степени катагенетических преобразований. Это дает возможность с определенной долей условности выделять в катагенезе три стадии: ранний, средний и поздний (Логвиненко, Орлова, 1987; Теоретические основы инженерной геологии, 1985).

Как уже отмечалось, катагенетические процессы зависят от состава и однородности толщ пород, с которыми связана скорость отжатия порового раствора, распределения геостатического давления, интенсивности геохимических процессов, общей продолжительности литогенетических преобразований. Поэтому нижняя граница *раннего катагенеза* может варьировать в значительных пределах: в более грубых и неоднородных осадках она проявляется на глубинах 900–1000 м, в тонкодисперсных однородных глинах может опускаться до 1800 м, а в редких случаях до 2000 м (табл. 1). Этой глубине отвечает давление 20–30 МПа и температура 50–60 °С. Пористость породы снижается до 16–25%. Породы представлены плотными, иногда слабоцементированными глинами полутвердой консистенции. Ассоциация глинистых минералов претерпевает незначительные изменения по сравнению с поздним диагенезом. В глинистой фракции преобладают минералы различного состава преимущест-

¹ Здесь и далее под глубиной мы будем иметь в виду мощность перекрывающей толщи осадков или пород, а не глубину бассейна осадконакопления.

венно аллотигенного происхождения, начиная от монтмориллонита и смешанослойных и кончая гидрослюдой и каолинитом. Процессы гидрослюдизации с образованием смешанослойных фаз развиты слабо. Поэтому ранний этап катагенеза часто называют подзоной неизмененного (или слабо измененного) глинистого вещества.

В поровой влаге свободная вода практически отсутствует, идет интенсивное отжатие связанной (осмотической) воды. К концу этапа в породе остается, в основном, адсорбционно-связанная вода. В соответствии с этим влажность породы становится равной или чуть выше влажности нижнего предела пластичности.

Повышение плотности породы и уход части связанной воды способствуют повышению прочности структурных связей за счет увеличения количества контактов между структурными элементами и появления переходных контактов ионно-электростатической природы. Одновременно начинается развитие процессов цементации и образования переходных контактов химической (цементационной) природы.

Среди ископаемых углей отмечается переход от бурых к длиннопламенным углям. Отражательная способность витринита имеет величины не более 65–75.

Граница между этапами *среднего* и *позднего катагенеза* отвечает глубинам 2100–3600 м. Литостатическое давление на этих глубинах составляет 60–80 МПа, температура достигает 80–100 °С. Пористость пород не превышает 4–12%. Породы представлены сильно уплотненными сцементированными глинами, переходящими в основании подзоны в аргиллитоподобные и алевроитоподобные глины. Наблюдается смена ассоциации глинистых минералов, обусловленная трансформацией монтмориллонита в смешанослойную фазу, иллит и хлорит. Происходит смена длиннопламенных углей на газовые жирные угли. Отражательная способность витринита возрастает до 75–80. Влажность породы немного ниже или близка к максимальной гигроскопической. Растет концентрация солей в поровом растворе вследствие повышенной протонизации и растворяющей способности поровой воды. Растворенное вещество выносится из пород вместе с отжимающейся водой или служит источником раскристаллизации новых минералов с более совершенной структурой и укрупненными кристаллами. Начинаются уплотнение и срастание глинистых минералов внутри агрегатов с образованием крупных глинистых поликристаллических сростков, характерных для аргиллитов.

На глубине ниже изотермы 65–70 °С с появлением высоко агрессивной поровой влаги цементация сменяется обратным процессом – растворением цемента и снижением структурной прочности породы. Однако развивающиеся вслед за этим процессы перекристаллизации приводят к вторичной цементации породы и новому упрочнению ее структуры.

Выделение *нижней границы зоны катагенеза* обычно связывают с завершением процессов формирования толщ осадочных пород. Точное установление границы между катагенезом и метагенезом представляет сложную задачу, которая до настоящего времени остается нерешенной. Это объясняется низкой скоростью катагенеза, продолжающегося в течение многих десятков и даже сотен миллионов лет. Поэтому в современных седиментационных бассейнах нижняя граница катагенеза не достигнута даже в самых глубоких скважинах. Точно так же не удастся это сделать и на ложе мирового океана. Отсюда проведение точной границы катагенеза становится весьма проблематичным. Согласно высказыванию Г. Мюллера (1971), она может проходить на глубине 5–10 км. Предположительно можно считать, что на этой границе температура достигает 150–200 °С, а геостатическое давление равняется 120–200 МПа. Пористость пород не превышает 2–4% (табл. 1). Глинистые породы представлены аргиллитами и алевролитами, в ассоциации глинистых минера-

лов которых преобладают гидрослюды и хлорит. Влажность пород составляет несколько процентов и обусловлена наличием остаточной (неотжатой) поровой влаги, образующейся в основном за счет гидрослюдизации минералов смешанослойного комплекса. Контакты между структурными элементами кристаллизационного и цементационного типа.

Сохраняются условия для развития перекристаллизации, приводящей к образованию более устойчивых к данной термодинамической обстановке минералов, разрастанию и укрупнению их кристаллов. Одновременно идет вторичная цементация и упрочнение пород. Глинистое вещество формирует крупные поликристаллические сростки уплощенной формы, ориентация которых по напластованию обуславливает сланцеватость аргиллитов и в меньшей степени алевролитов.

Глава 3

ФОРМИРОВАНИЕ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Свойства глинистых пород зависят от их состава (дисперсности, состава минералов, органического вещества и поровых вод), состояния (плотности, влажности), структурных особенностей и тех термобарических условий (напряженное состояние и температура), в которых они находятся. Все перечисленные факторы определяются условиями формирования глинистого осадка и всеми последующими процессами, которые развиваются в глинистых образованиях в ходе литогенеза. Поэтому свойства глинистых покрышек закономерно изменяются в ходе геологической истории и определяются особенностями процессов литогенеза.

Плотность и пористость

Плотность и пористость являются важнейшими характеристиками состояния и свойств пород. Оба параметра претерпевают значительные изменения в ходе литогенеза и функционально связаны между собой. Поскольку для оценки пористости необходимо знать показатели плотности пород, то вначале остановимся на рассмотрении последних.

Плотность. Плотность характеризуется тремя показателями: плотностью породы (объемная плотность), плотностью минеральной части (минеральная плотность) и плотностью скелета (плотность сухой породы).

Наиболее часто используется показатель *плотности породы* (ρ), который характеризуется массой единицы объема породы при естественной (ненарушенной) структуре и влажности и выражается в г/см³ или т/м³. *Плотность минеральной части* (ρ_m) дает значение средней плотности минералов, слагающих породу. Показатель *плотности скелета породы* (ρ_d) отвечает массе единицы объема сухой породы при ненарушенной структуре. Значения ρ и ρ_m находятся опытным путем в лабораторных условиях, а величина ρ_d рассчитывается по формуле:

$$\rho_d = \frac{\rho}{1 + 0,01W}, \quad (3.1)$$

где W – весовая влажность породы в %.

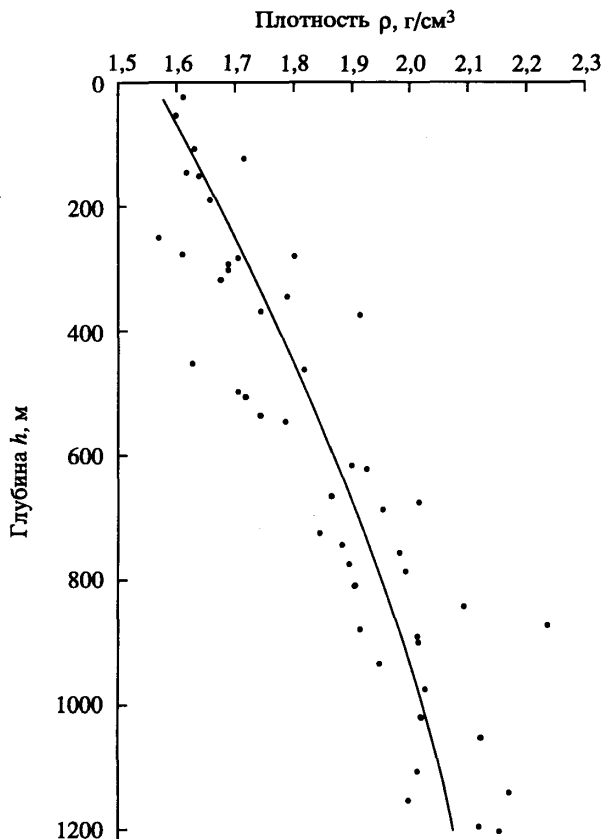


Рис. 30. Изменение плотности (ρ) глинистых отложений с глубиной (h) для района Аляты-моря Каспия (И.Г. Коробанова и др., 1965)

В процессе литогенеза изменяются все три показателя плотности, но факторы, обуславливающие это изменение, разные. Значения плотности (ρ) определяются изменениями пористости, влажности и плотности минеральной части породы. Значения ρ_d зависят от пористости и плотности минеральной части породы, а величина ρ_s — только от плотности минералов и твердых органических веществ, слагающих породу.

Среди показателей плотности наибольшие изменения в ходе литогенеза испытывают величины ρ_d и ρ . Их значения возрастают по мере уплотнения и снижения пористости пород. Поскольку субаквальный литогенез проходит в условиях полного водонасыщения пород, то одновременно с повышением плотности снижается влажность пород.

Анализ значений плотности глинистых пород в различных зонах литогенеза позволяет получить представление об общих закономерностях ее изменения с глубиной. Интересные результаты были получены И.Г. Коробановой, А.П. Ковалевой и А.К. Копыловой (1965) для глинистых отложений Каспия неоген-четвертичного возраста. Как видно из графика (рис. 30), значения плотности осадков в подзоне

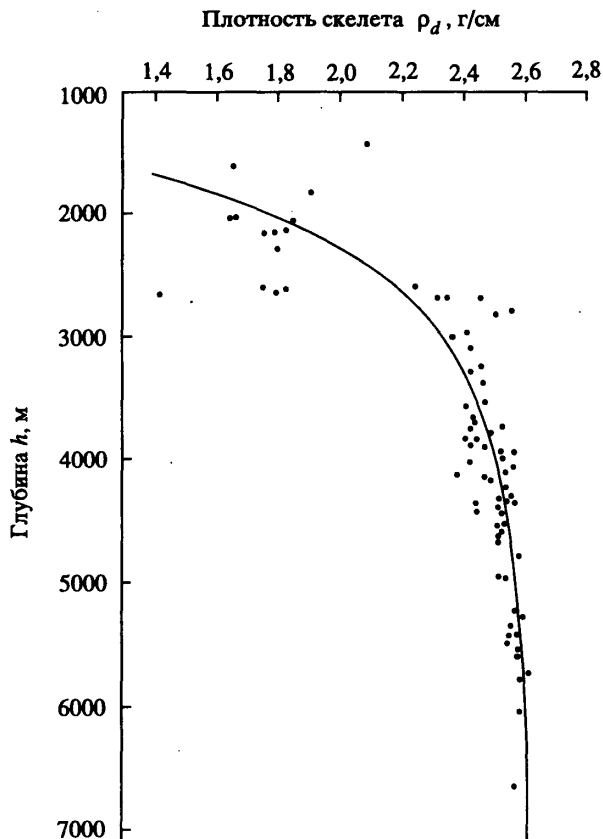


Рис. 31. Изменение плотности скелета (ρ_d) глинистых пород с глубиной (h) для Северного Прикаспия

раннего катагенеза, которая, по данным авторов, начинается на глубине 60 м, составляют 1,62–2,08 г/см³.

Данные о плотности глинистых пород в более глубоких подзонах содержатся в работах А.А. Ханина и др. (1969), Г.Э. Прозоровича (1972), Н.Б. Вассоевича (1966), В.М. Лазаревой (1976), О.А. Мартиросовой и В.В. Бахтина (1976), И.Д. Зхуса и В.В. Бахтина (1979) и др.

Большой объем данных по плотности глинистых отложений Западного Предкавказья был получен А.А. Ханиным и др. (1969). Ими было установлено, что в интервале глубин 1000–2000 м породы имеют плотность в пределах 2,05–2,34 г/см³, на глубине 3000 м их плотность в среднем составляет 2,55 г/см³, на глубине 4000 м – 2,65 г/см³ и на глубине 4500 м – 2,70 г/см³. Отмечено, что с глубиной диапазон разброса значений плотности глин снижается. При всех прочих равных условиях глины каолинитового и частично гидрослюдистого состава уплотняются более интенсивно, чем глины, содержащие смешанослойные минералы и монтмориллонит.

Плотность скелета пород (ρ_d) функционально связана с объемной плотностью и весовой влажностью породы (формула 3.1). Рядом авторов выполнен расчет величины ρ_d и получены графики ее изменения с глубиной. Так, Н.Б. Вассоевич (1966) на основании обобщения зависимости плотности от глубины получил значения ρ_d , изменяющиеся от 1,40 г/см³ в зоне диагенеза до 2,65 г/см³ в подзоне позднего катагенеза. На рис. 31 даны графики изменения плотности скелета пород для Северного Прикаспия, полученные в результате бурения глубокой Аралсорской скважины (Аралсорская сверхглубокая..., 1972). Как видно из графика, плотность скелета глинистых пород Северного Прикаспия на начальном этапе катагенеза составляет 1,4–1,6 г/см³, на среднем – 1,6–2,4 г/см³ и на позднем – 2,4–2,6 г/см³.

Наименьшие изменения в ходе литогенеза претерпевает плотность минеральной части породы ρ_m . Ее значения в основном определяются исходным минеральным составом глинистых образований, формирующимся в процессе седиментогенеза и в дальнейшем испытывающим незначительные изменения, связанные с процессами растворения и новообразования минералов в ходе литогенеза.

В зоне диагенеза плотность минеральной части осадков остается практически неизменной. Она определяется минеральным составом глинистой и обломочной (песчаной и пелитовой) части осадка, а также количеством органического вещества. Ее значения изменяются от 2,63 до 2,78 г/см³, составляя в среднем 2,75 г/см³. На величину ρ_m значительное влияние оказывает содержание органического вещества в осадке, плотность которого намного ниже плотности основных минералов и составляет для гумуса 1,20–1,40 г/см³. Плотность минеральной части осадка может так же уменьшаться с увеличением содержания монтмориллонита и смешанослойных минералов с разбухающими слоями. Гидратация межслоевого пространства и увеличение объема (набухание) снижает плотность этих минералов до 2,2–2,5 г/см³. Некоторое повышение ρ_m в зоне диагенеза вниз по разрезу может происходить в связи с процессами преобразования органического вещества, а также образованием при определенных условиях сульфидов (пирит, марказит), гидроксидов железа, гипса и карбонатов, обладающих более высокими значениями минеральной плотности, чем основные минеральные компоненты осадков.

В подзоне раннего катагенеза значения ρ_m остаются, в основном, в пределах 2,65–2,80 г/см³ и не испытывают каких-либо закономерных изменений. Это объясняется сохранением в этой подзоне основных парагенезов глинистых и обломочных минералов таких же, как и в вышележащей подзоне.

Начиная со среднего катагенеза и кончая метагенезом в толщах глинистых пород интенсифицируются процессы преобразования глинистых минералов и перекристаллизации неслоистых силикатов, образуются новые парагенезы аутигенных минералов. Монтмориллонит и смешанослойные частично замещаются гидрослюдами, появляются серицит и мусковит, повышается содержание хлорита. Увеличение содержания минералов с более высокой плотностью приводит к некоторому повышению плотности минеральной части породы в целом. Значение ρ_m в подзоне среднего катагенеза составляет в среднем 2,74 г/см³, а в подзоне позднего катагенеза – 2,76 г/см³.

Пористость. Пористость является важнейшей характеристикой уплотненности пород. Поэтому при изучении изменения пород в ходе литогенеза оценке показателей пористости уделяется большое внимание.

Как уже говорилось в главе 1, принято выделять несколько видов пористости: общую, открытую, закрытую и эффективную. При изучении глинистых пород ча-

ще всего исследуют общую и открытую пористость. При этом первую находят расчетным путем, а для определения открытой пористости применяют экспериментальные методы.

Для характеристики *общей пористости* служат два ее показателя: пористость и коэффициент пористости. Первый определяется процентным отношением объема пор к общему объему породы и рассчитывается по формуле:

$$n = \frac{\rho_m - \rho_d}{\rho_m} \cdot 100\%, \quad (3.2)$$

где ρ_m и ρ_d – соответственно минеральная плотность и плотность скелета породы.

Коэффициент пористости – безразмерная величина, характеризуется отношением объема пор к объему твердых (минеральных) элементов породы. Значение коэффициента пористости находится из следующего выражения:

$$e = \frac{\rho_m - \rho_d}{\rho_d}. \quad (3.3)$$

Между обоими показателями общей пористости существует прямая зависимость:

$$n = \frac{e}{1+e} \cdot 100\%; \quad e = \frac{n}{1-n}. \quad (3.4)$$

Определение *открытой пористости* осуществляется экспериментальным путем в лабораторных условиях с применением различных методов (Марморштейн, 1975), среди которых наибольшим распространением пользуется метод ртутной порометрии. Метод основан на заполнении порового пространства ртутью, внедряемой в породу под большим давлением. Благодаря низкой смачиваемости глинистых минералов ртутью, последняя способна проникать под давлением даже в ультрамикропоры с размером до 0,01 мкм. Размер пор, заполняемых ртутью, связан с внешним давлением на ртуть следующим соотношением:

$$P_c = 2\sigma \cos\theta / r, \quad (3.5)$$

где P_c – капиллярное давление, уравновешивающееся внешним давлением, передаваемым на ртуть, σ – поверхностное натяжение ртути на границе раздела минерал–ртуть, r – средний эквивалентный радиус пор, θ – угол смачивания минералов ртутью.

Определив количество ртути, пошедшей на заполнение пор при приложении постепенно возрастающего внешнего давления, можно получить функцию распределения объема пор от их радиуса.

Значения общей пористости, найденные расчетным путем, и величины открытой пористости, определенные ртутной порометрией, часто имеют близкие значения. Некоторое различие в их величинах встречается у цементированных глин при возрастании количества замкнутых (закрытых) микропор, недоступных для ртути. При этом значения открытой пористости всегда остаются меньшими по сравнению с общей пористостью.

При оценке пористости необходимо учитывать упругое разуплотнение пород при их подъеме с больших глубин. У пластичных глинистых пород упругие деформации проявляются незначительно и не оказывают заметного влияния на истинное значение пористости. По мере повышения цементированности глин и появления

Рис. 32. Зависимость пористости от глубины погружения осадков (Chillingarian, Rieke, 1973)

микротрещин упругая разгрузка возрастает и может вносить погрешность в величину пористости. По данным Л.М. Марморштейна (1975) относительные изменения пористости при этом могут достигать 30%.

Описанию изменения пористости глинистых образований в ходе литогенеза посвящены работы многих исследователей. Примеры диагенетического уплотнения илов имеются в работах Н.М. Страхова (1956), В. Энгельгардта (1964), Г. Мюллера (1971), И.Г. Коробановой (1983) и многих других. Этими авторами показано, что начальная пористость осадков достигает 85–95%, на глубине 2–3 м от поверхности осадка она сокращается до 70–75%, а на глубине нижней границы раннего диагенеза (8–15 м) составляет 60–75% и менее. Наиболее интенсивно уплотняются более грубые по составу осадки мелководного шельфа и литоралей внутренних морей и океанов, а наиболее медленно – тонкодисперсные осадки глубоководных зон осадочных бассейнов.

Катагенетическое преобразование пористости глин описано в работах Н.Б. Вассоевича (1966), Дж. Уэллера (1961), Р. Мида (Meade, 1966), А.А. Ханина и др. (1969), Ю.В. Мухина (1963), Г.Э. Прозоровича (1972), О.А. Мартиросовой и В.В. Бахтина (1976), И.Г. Коробановой (1983), А.С. Полякова и др. (1979), Г. Чилингариана и Х. Риеке (Chillingarian and Rieke, 1973) и многих других авторов.

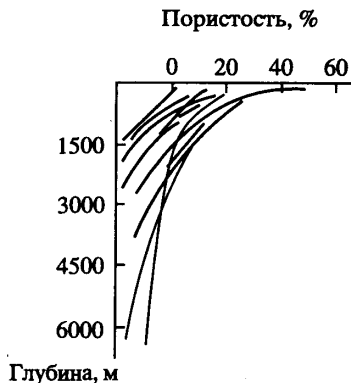
На рис. 32 приведены данные Г. Чилингариана и Х. Риеке (Chillingarian and Rieke, 1973), полученные для различных нефтеносных бассейнов Атлантического и Тихоокеанского регионов. Аналогичные значения были установлены для ряда нефтегазоносных районов бывшего Советского Союза (рис. 33).

Большой объем данных обобщен Г.Э. Прозоровичем (1972) при изучении зависимости открытой пористости от глубины для центральных и северных районов Западной Сибири (рис. 34).

Как видно из приведенных графиков, имеется значительный разброс значений пористости для одних и тех же глубин. Это обстоятельство является вполне объяснимым, если учитывать большое разнообразие составов образующихся осадков и то, что бассейнов с совершенно идентичными условиями формирования осадков и их преобразований не существует.

По результатам изменения пористости с глубиной рядом авторов выделяется несколько стадий в едином процессе литогенетического уплотнения глинистых образований. Д. Хейгер и Д. Хандин (Hager, Handin, 1957) выделяют четыре стадии уплотнения: 1 – механического уплотнения (пористость 75–95%), 2 – обезвоживания (35–75%), 3 – механической деформации (10–35%) и 4 – перекристаллизации (<10%). Н.Б. Вассоевичем (1958) выделены стадии свободного уплотнения (начальная пористость 45–50%), затрудненного уплотнения (35–45%) и сильно затрудненного уплотнения (<8%).

Исходя из опубликованных данных и собственного опыта авторов, ниже будут описаны основные закономерности изменения порового пространства глинистых образований. При этом следует заметить, что большинство исследователей, зани-



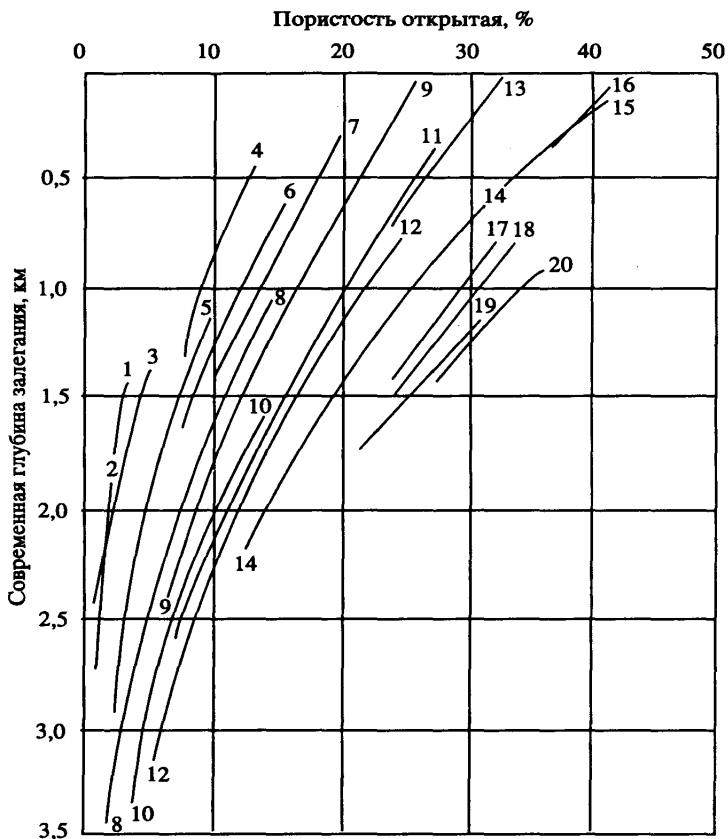


Рис. 33. Зависимость открытой пористости от глубины погружения глинистых осадков, для различных нефте-, газоносных площадей (Литолого-петрограф. критерии..., 1990). Площади:

1 – Тропгун, 2 – Лопатинская, 3 – Полянская, 4 – Средние Лангры, 5 – Южное Гыргылань, 6 – Мухто, 7 – Эрри, 8 – Южный Комулан, 9 – Катангли, 10 – Астраханская, 11 – Восточный Оссой, 12 – Узловая, 13 – Северо-Долинская, 14 – Южно-Луговская, 15 – Малинковская, 16 – Зеленодольская, 17 – Луговская, 18 – Южно-Луговская (5), 19 – Южно-Луговская (7), 20 – Таранайская

мавшихся изучением трансформации порового пространства в ходе литогенеза, оценивало изменение общей пористости пород и в меньшей степени обращало внимание на преобразование размера, формы, соотношения различных генетических типов пор. Между тем анализ морфометрических показателей пор и динамики преобразования их различных генетических видов дает исключительно ценную информацию для познания механизма изменения порового пространства и оценки экранирующих свойств глин. Поэтому при описании изменения пористости пород при литогенезе нами будет уделено внимание не только величине пористости, но и структуре порового пространства.

Как было отмечено в главе 1, в ходе седиментогенеза формируется осадок с ячеистой микроструктурой, обладающий исключительно высокой пористостью, величина которой тем выше, чем больше дисперсность осадка. В образующемся осад-

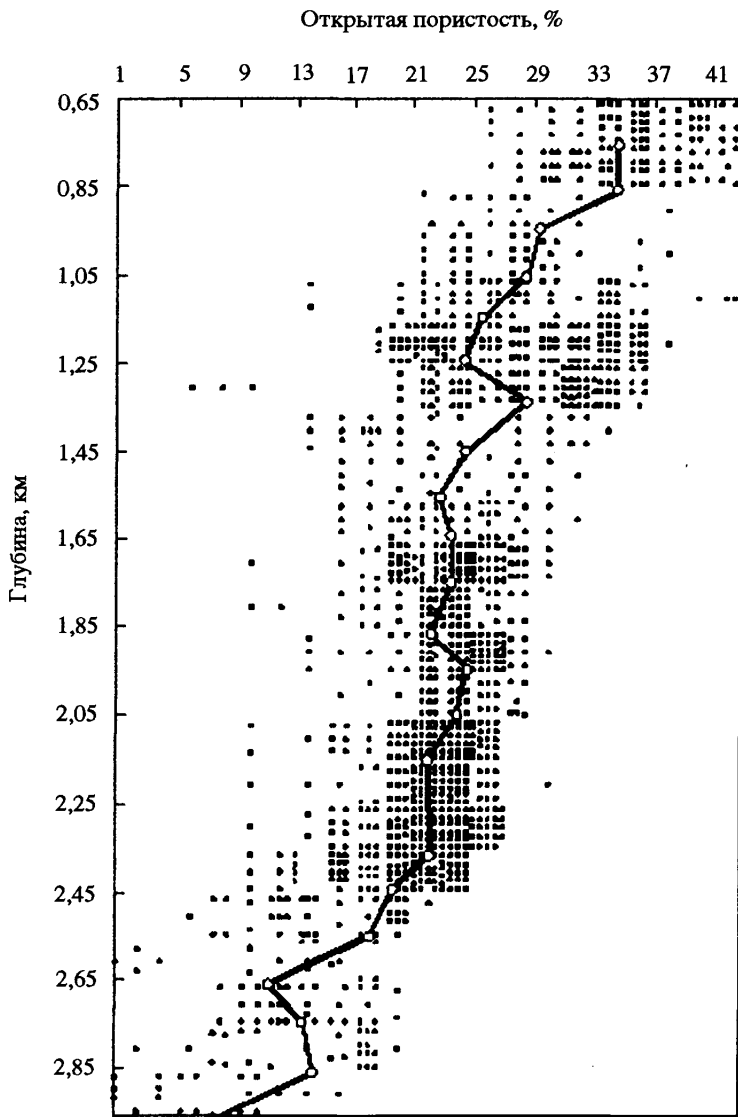


Рис. 34. Зависимость открытой пористости песчато-алевролитовых пород от глубины залегания (центральные и северные районы Западно-Сибирского нефтяного бассейна) (Прозорович, 1972)

ке представлены практически все генетические разновидности пор — от межчастичных до межзерновых.

Количественный анализ структуры порового пространства, проведенный с помощью компьютерной обработки растровых электронномикроскопических (РЭМ) изображений структур молодых осадков Черного и Каспийского морей по методи-

ке авторов (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989), показал наличие в них изометричных межмикроагрегатных крупных микропор размером 10–15 мкм, мелких межмикроагрегатных пор со средним эквивалентным диаметром ~5 мкм. Суммарная величина этих пор составляет до 97% от общей измеренной пористости. Среди других пор распространены межультрамикроагрегатные тонкие микропоры (диаметр 0,2 мкм) и анизометричные межчастичные ультрамикропоры (0,06 мкм).

Под влиянием вначале физико-химических процессов, а затем возрастающего геостатического давления осадки начинают уплотняться и сокращать свою пористость. К концу раннего этапа диагенеза их пористость в среднем понижается до 60–75%, а в конце стадии диагенеза становится равной 35–45%. Преобладание слабых дальних и ближних коагуляционных контактов в осадках обуславливает высокую подвижность и уплотняемость их структуры. Уплотнение идет в основном за счет взаимного перемещения микроагрегатов и разрушения крупных межмикроагрегатных микропор с распадом их на более мелкие микропоры. Структура порового пространства осадка становится более однородной: практически исчезают крупные (10–100 мкм) и часть мелких (1–10 мкм) межмикроагрегатных микропор, увеличивается содержание тонких (0,1–1 мкм) межмикроагрегатных микропор. С появлением слабой ориентации структурных элементов увеличивается количество анизометричных межмикроагрегатных микропор. В общем баланс пор преимущество по-прежнему сохраняется за межмикроагрегатными порами.

С началом катагенеза процессы преобразования порового пространства сохраняют примерно ту же направленность, что и в конце диагенеза. В подзоне раннего катагенеза, благодаря частично сохраняющимся коагуляционным контактам, подвижность структуры остается высокой. Поэтому с ростом геостатического давления продолжается интенсивное уплотнение и сокращение порового пространства за счет взаимного перемещения структурных элементов и их более плотной упаковки. К концу раннего катагенеза породы теряют значительный объем своего порового пространства, сокращая его в среднем до 16–25%.

Заметные изменения на этом этапе литогенеза происходят в структуре порового пространства. По данным количественного анализа, основной объем порового пространства формируется межмикроагрегатными порами, на долю которых приходится около 93% пористости. Среди этих пор преобладают мелкие (средний эквивалентный диаметр – 3 мкм) и тонкие (0,4 мкм) микропоры. Форма пор анизометричная и изометричная с преобладанием последней. Подчиненное значение имеет внутримикроагрегатная пористость, представленная тонкими межультрамикроагрегатными (0,4 мкм) и межчастичными ультрамикропорами (0,06 мкм). Оба вида внутримикроагрегатных пор имеют анизометричную форму.

В конце раннего этапа катагенеза механизм уплотнения глин существенно меняется. Это связано с началом цементации пород и преобладанием у них прочных, хрупко разрушающихся переходных и фазовых контактов. Уплотнение происходит, в основном, за счет накопления напряжений на неоднородностях структуры – крупных порах и микроагрегатах, вызывая их разрушение. Повышенная температура существенно пластифицирует породу, поэтому ее разрушение сохраняет скорее пластический характер, чем хрупкий. Однако увеличение прочности структурных связей обуславливает замедление процесса уплотнения глин. Несмотря на затрудненные условия взаимного перемещения и упаковки структурных элементов, пористость в подзоне среднего катагенеза продолжает снижаться и достигает к нижней границе подзоны порядка 4–12%.

Структура порового пространства становится более однородной. Разрушение наиболее крупных микропор микроагрегатов приводит к преобладанию достаточно однородных по размеру тонких межмикроагрегатных микропор со средним эквивалентным диаметром 0,4–0,6 мкм. Крупные и мелкие микропоры сохраняются только в местах скопления пелитовых и песчаных зерен. В связи с повышением степени ориентации структурных элементов возрастает анизотричность пор. По этой же причине уменьшается размер межультрамикроагрегатных и межчастичных пор, которые полностью переходят в разряд ультрамикропор.

В конце среднего и начале позднего этапов катагенеза на формирование порового пространства и его структуры начинают влиять процессы перекристаллизации вещества пород, приводящие с началом аргиллитизации к взаимному срастанию глинистых частиц и преобразованию микроагрегатов в поликристаллические сростки пластинчатой формы. Укрупнение структурных элементов вновь вызывает концентрацию напряжений и локальное нарушение сплошности структуры породы. Разрывы структуры происходят по наиболее ослабленным зонам, какими оказываются границы поликристаллических сростков. Возникающие разрывы дают начало образованию микротрещиноватости аргиллитов.

Таким образом, на границе среднего и позднего этапа катагенеза вновь происходит изменение механизма формирования порового пространства: наряду с продолжающимся замедленным уплотнением, важную роль в формировании пор начинают играть процессы раскристаллизации и перекристаллизации вещества пород.

Совместное действие уплотнения и кристаллизационных процессов приводит к дальнейшему снижению пористости: к моменту завершения катагенеза и началу метагенеза она становится не более 2–4%. Коренное изменение претерпевает структура порового пространства. Практически исчезают межчастичные и межультрамикроагрегатные ультрапоры. Значительно сокращается количество межмикроагрегатных микропор. Вместо них образуются микротрещины, которые вносят основной вклад в объем пустотного пространства. Наибольшая ширина микротрещин не превышает 0,4–0,6 мкм, а длина 3–10 мкм.

На стадии метагенеза механизм преобразования порового пространства становится чисто перекристаллизационным. В породе начинается реструктуризация всего минерального вещества с образованием новых парагенезов аутигенных минералов, преобразованием структуры и прогрессирующим развитием сланцеватости и кливажа. Основным видом пустотности пород, обуславливающим их проницаемость, становится микротрещиноватость. Развитие микротрещиноватости имеет свои специфические особенности. Образующиеся микротрещины увеличиваются до определенных критических значений, при достижении которых они прекращают рост и начинают “залечиваться” вновь образующимся аутигенным веществом, чаще всего силикатным или карбонатным по составу.

Исходя из изложенного выше, можно внести некоторые уточнения в общую схему формирования порового пространства глин в ходе литогенеза и выделения отдельных стадий этого преобразования. В основу выделения стадий следует взять изменение характера структурных связей с глубиной, а также развитие процессов перекристаллизации и аутигенного минералообразования, которые определяют механизм и темпы преобразования порового пространства. Геостатическое давление, которому многие авторы уделяют наибольшее внимание, эффективно воздействует на глинистые образования только до формирования в них прочных структурных связей. С началом цементации гравитационное уплотнение существенно замедляет-

Изменение состояния свойств глинистых

Стадия литогенеза	Этапы	Преобладающий тип контакта	Уплотнение		Дегидратация	
			Стадия	Пористость, %	Стадия	Влажность, %
Диагенез	Ранний	Дальний и ближний коагуляционные	Свободного геостатического уплотнения	60-75	Удаление свободной воды	45-95 $W \geq W_T$
	Поздний	Ближний коагуляционный		35-45		30-45 $W \leq W_T$
Катагенез	Ранний	Ближний коагуляционный и переходный	Затрудненного геостатического уплотнения	16-25	Удаление слабо-связанной (осмотической) воды	10-18 $W \geq W_p$
	Средний	Переходный и фазовый (цементационный)		4-12		3-5 $W \geq W_{mg}$
	Поздний	Фазовый (цементационный и кристаллизационный)	Совместного развития геостатического и рекристаллизационного уплотнения	2-4	Удаление прочно-связанной (адсорбционно-связанной) воды	1-2 $W \leq W_{mg}$
Метагенез	Фазовый (кристаллизационный)	Рекристаллизационное уплотнение	1-2			

ся, а на этапе позднего катагенеза и особенно в стадию метагенеза перестает играть ведущую роль в уплотнении. Дальнейшее преобразование пористости идет в основном за счет процессов перекристаллизации и нового минералообразования.

Сказанное подтверждается данными лабораторных опытов по уплотнению глинистых осадков под большими давлениями. Так, в опытах В.Д. Ломтадзе (1956) уплотнение кембрийской глины под нагрузкой до 300 МПа позволило довести ее пористость до минимального значения равного 7%, в то время как в природных условиях пористость глинистых пород под такими нагрузками составляет не более 1-2%. Следует отметить, что лабораторное уплотнение глин идет в более благоприятных условиях, чем в природной среде, поскольку оно не сопро-

Таблица 2

образований при субаквальном литогенезе

Консистенция	Проницаемость, мД	Коэф. сжимаемости, a , МПа ⁻¹	Прочность на одноосное сжатие, МПа	Упругий (E_y) и общий (E_o) модули деформации, МПа	Сцепление, МПа	Угол внутреннего трения, град	Вязкость ненарушенной структуры, Па · с
Скрыто-текучая	2–0,3	150–30					10^7 – 10^8
Текуче-и мягко пластичная	10^{-1} – 10^{-3}	20–0,01	0,03–0,5	$E_o = 0,1$ –10	0,01–0,05	5–18	10^8 – 10^{12}
Тугопластичная, полутвердая	10^{-3} – 10^{-5}		0,6–4	$E_o = 10$ – 10^2 $E_y \approx 3 \cdot 10^2$	0,03–0,1	14–26	10^{12} – 10^{14}
Твердая			3–15	$E_o = 10^2$ – $3 \cdot 10^2$ $E_y = 5 \cdot 10^2$ – $8 \cdot 10^2$	0,12–0,6	20–36	10^{15} – 10^{18}
		10^{-2} – 10^{-3}		5–60	$E_o = 8 \cdot 10^2$ $E_y = 10^3$	0,12–0,8	22–38
	$>10^{-3}$						

вождается образованием цементационных контактов. Интересно, что при уплотнении пасты этих же кембрийских глин пористость 7% была достигнута под нагрузкой в 100 МПа.

Таким образом, можно выделить несколько стадий в геостатическом уплотнении и изменении пористости глинистых образований (см. табл. 2):

Первая стадия – свободного геостатического уплотнения, развивающегося при диагенезе и на раннем этапе катагенеза. Для нее характерно преобладание в породах когуляционных контактов, обеспечивающих благодаря наличию граничных пленок связанной воды высокую подвижность структуры и пластический механизм взаимного перемещения структурных элементов при небольших сдвиговых напря-

жениях. Уплотнение пород идет с прогрессивно замедляющейся скоростью (из-за увеличения количества контактов и постепенного повышения их прочности за счет уменьшения толщины граничных пленок с ростом давления) до значений пористости соответствующих примерно 25%.

Вторая стадия – затрудненного геостатического уплотнения, начинается в конце раннего этапа катагенеза и продолжается в течение всего его среднего этапа. Уплотнение глин приобретает замедленный характер в связи с началом цементации и быстрым ростом количества прочных переходных и фазовых контактов. Уплотнение идет за счет локальных реологических подвижек структуры, носящих характер ползучести, в местах концентрации напряжений, какими являются наиболее крупные поры и микроагрегаты. Минимальные значения пористости, соответствующие нижней границе этой стадии, составляют 4–12%.

Третья стадия – совместного развития геостатического и рекристаллизационного уплотнения, начинающегося при переходе от среднего к позднему этапу катагенеза и заканчивающегося на границе с метагенезом. Она характеризуется постепенным усилением роли процессов перекристаллизации и аутигенного минералообразования в формировании порового пространства и изменением характера последнего в связи с развитием микротрещиноватости. В результате совместного действия перекристаллизации глинистого вещества и высокого давления пористость пород на этой стадии может уменьшаться до 2–4%.

Четвертая стадия – перекристаллизации глинистого вещества, развивается в метагенезе и связана полностью с внутренними процессами метаморфизации пород. В результате породы приобретают пористость не превышающую 1–2%.

Предлагаемая выше схема преобразования порового пространства глинистых образований в ходе литогенеза носит обобщенный характер и раскрывает общие закономерности развития этого процесса. Она может иметь свои специфические особенности для каждого бассейна в зависимости от состава образующихся осадков, геодинамического режима, термобарических и геохимических условий.

Влажность и консистенция

При изучении субкавального литогенеза глинистые отложения рассматриваются как двухфазные системы, т.е. состоящие из твердой и жидкой фаз. Поэтому литогенетическое изменение пористости пород сопровождается соответствующим изменением их влажности и консистенции.

Влажность. Определение влажности проводится практически при всех исследованиях изменений пород при литогенезе. По данным влажности и плотности ведется расчет плотности скелета пород и их консистенции соответственно по формулам 3.1 и 3.6.

Существует две характеристики влажности – *весовая* (W) и *объемная* (W_o), измеряемые в процентах. Первый показатель используется чаще. Он характеризует весовое содержание массы воды, отнесенное к массе высушенной породы. Второй показатель отражает объем воды в единице объема породы ненарушенного сложения и применяется обычно для оценки степени заполнения пор водой. Между обоими показателями существует простая взаимосвязь:

$$W_o = W \cdot \rho_d, \quad (3.5)$$

где ρ_d – плотность скелета породы.

При изучении литогенеза пород наибольший интерес представляет не столько общая масса воды в породе, сколько содержание ее отдельных категорий, включая свободную (гравитационную) и физически связанную воду, в том числе адсорбционно-связанную воду внешних поверхностей и межслоевых промежутков глинистых минералов. Именно энергетическая и структурная неоднородность воды, заключенной в глинистой породе, делает дегидратацию пород одним из важнейших процессов, оказывающих кардинальное влияние на развитие литогенеза. С этим же связано изменение практически всех свойств глин, что имеет принципиальное значение при рассмотрении их как покрышек нефтяных и газовых месторождений.

Прямые методы определения различных категорий воды в породах отсутствуют или они очень трудоемки. Поэтому на практике часто пользуются косвенными показателями, которые дают приближенные значения различных категорий воды. Широкое распространение получили такие показатели влажности как влажность набухания (W_n), влажности нижнего (W_p) и верхнего (W_m) предела пластичности, максимальная гигроскопическая влажность (W_{mg}), определяемые по стандартизованным методикам (Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению свойств горных пород, 1984).

Считается, что влажность набухания характеризует массу воды, которую глина способна удерживать за счет адсорбционных, капиллярных и осмотических сил. Поэтому эту влажность отождествляют с общим количеством физически связанной воды в породе (Сергеев и др., 1983). В пределах влажности от W_p и до W_n формируются диффузные ионные слои глинистых минералов. Поэтому разница $W_n - W_p$ может быть ориентировочным показателем количества осмотически- и капиллярно-связанной воды в породе. Максимальная гигроскопическая влажность (W_{mg}) показывает общее количество воды, которое порода способна адсорбировать из воздуха при $\rho/\rho_m \cong 0,9$ и, таким образом, может служить характеристикой количества прочносвязанной (адсорбционно-связанной) воды в глине (Сергеев и др., 1983).

Образующиеся глинистые осадки содержат все категории воды от адсорбционно-связанной до свободной. Общее весовое содержание воды в осадках может достигать 150–350%, а объемное – 80–85%. Основная масса воды представляет свободную (гравитационную) воду, заключенную в крупных ячеистых порах осадка. Содержание физически связанной воды на начальном этапе диагенеза обычно не превосходит 15–25% от общего влагосодержания, а у осадков монтмориллонитового состава – 30–40%.

На этапах раннего и позднего диагенеза в условиях свободного геостатического уплотнения осадка происходит отжатие основной массы свободной воды. Отжатие происходит, как правило вверх, по разрезу в придонную часть водоема или в более грубые по составу перекрывающие слои осадков, которые играют роль дренарующих горизонтов. Мелководные осадки, имеющие более грубый состав и часто содержащие прослойки песчаного и алевритового материала, дегидратируются значительно быстрее. В однородных толщах глинистых осадков средней и глубоководной части шельфа внутренних и окраинных морей, а также континентального склона океанов скорость отжатия воды замедляется из-за их низких фильтрационных свойств. Присутствие разложившейся растительной органики так же способствует замедлению этого процесса. Особенно медленно отжатие воды происходит в глубинных океанических осадках с мелкоячеистой структурой и значительным содержанием набухающих минералов.

В процессе диагенеза осадок теряет до 70–80% всей запасенной в нем воды. Его влажность становится равной влажности верхнего предела пластичности или чуть ниже его, составляя чаще всего 30–35%. В осадке остается в основном физически связанная вода. Некоторый объем свободной воды может сохраняться только в наиболее крупных поровых пустотах, относящихся по размеру к мелким микропорам. Причем пополнение этих пор свободной водой идет, в основном, за счет слабо-связанной (главным образом осмотической) воды, отжимающейся в эти поры из закрывающихся тонких микропор и ультрамикропор.

В подзоне раннего катагенеза удаляются остатки свободной воды и идет отжатие осмотически связанной воды. Присутствие этой категории воды в породах обусловлено в основном существованием вокруг глинистых частиц диффузного слоя ионов. Толщина диффузного слоя достигает сотых и даже десятых долей микрометров. С ростом температуры она увеличивается и граница диффузного слоя становится все более размытой. Осмотически связанная вода образует своеобразные “манжеты” внутри пор, существенно сокращая их “живое” сечение, т.е. ту часть пор, в которой беспрепятственно может передвигаться свободная вода. Ультрамикропоры ($< 0,1$ мкм) и, возможно, часть тонких микропор (0,1–1 мкм) оказываются полностью перекрытыми осмотической водой и, таким образом, исключаются из открытой пористости. С началом закрытия мелких и тонких микропор, а также уплотнения микроагрегатов на раннем этапе катагенеза начинается отжатие ионов диффузного слоя вместе с гидратирующими их молекулами воды за пределы глинистого слоя. Этот процесс, с одной стороны, приводит к повышению концентрации отжимаемого порового раствора, а с другой – к усилению диффузного переноса слабогидратируемых катионов (в том числе K^+ и Si^{4+}) в сторону глинистой толщи. Создаются условия для начала цементации пород за счет перенасыщения порового раствора кремнием и гидрослюдизации глинистых минералов в условиях избытка калия.

Процесс отжатия слабо-связанной воды может продолжаться до изотермической границы в 65–70 °С, которая в большинстве случаев соответствует середине подзоны среднего катагенеза. Влажность породы на этой температурной границе становится меньше нижнего предела пластичности и приближается к максимальной гигроскопической влажности. В зависимости от дисперсности и минерального состава её значение может составлять 5–8%. Таким образом, начиная с начала раннего и до середины среднего этапа катагенеза из породы удаляется вся слабо-связанная вода, общее количество которой по отношению к первоначальному запасу воды в осадке составляет примерно 12–20%.

Отжатие осмотической воды из пород отличается по своему механизму от удаления свободной воды. Последнее идет исключительно под действием гидростатического (порового) давления, возникающего в породе вследствие уплотнения её скелета. Удаление осмотической воды из-за ее повышенной вязкости происходит только при высоких эффективных напряжениях, а самое главное – в условиях противодействующего процесса осмотического массопереноса. Поэтому дегидратация глинистых пород на раннем и до середины среднего этапа катагенеза происходит не только под влиянием механических, но и физико-химических (диффузионным) процессов.

Можно полагать, что именно в этих условиях формируются наиболее высокие экранирующие свойства у глинистых пород, приводящие к образованию аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Этот вывод основывается на следующих соображениях. Во-первых, в пределах рассматриваемого интервала литогенеза струп-

тура породы становится наиболее однородной вследствие разрушения в ней всех концентраторов напряжений, т.е. наиболее крупных пор и микроагрегатов. В результате, в поровом пространстве глин увеличивается количество ультрамикропор и тонких микропор, в значительной степени перекрытых адсорбционно-связанной водой и не участвующих в фильтрационном переносе воды. Кроме того на контакте с нефтью и газом в такой породе резко возрастает экранирующая роль капиллярного давления, которое достигает 15 и более МПа. Во-вторых, механизм деформирования пород в этом интервале литогенеза, как было сказано выше, сохраняет пластифицированный (ползучий) характер и не сопровождается разрывом сплошности пород, т.е. отсутствуют условия для формирования микротрещиноватости. Наконец, в третьих, отжатие воды затруднено из-за обратно направленного осмотического переноса влаги и повышенной вязкости физически связанной воды.

По данным О.А. Мартиросовой и В.В. Бахтина (1976) наличие АВПД препятствует уплотнению глин, с чем могут быть связаны относительно повышенные значения пористости глин на глубинах, где наблюдаются АВПД или чуть ниже этих глубин. К аналогичным выводам пришли также И.Д. Зхус и В.В. Бахтин (1979).

С переходом через изотермическую границу 65–70 °С начинается новый этап дегидратации глин. Он обусловлен началом удаления прочносвязанной (адсорбционно-связанной) воды. Механизм этого процесса носит термодинамический характер и не связан с действующим давлением. В его основе лежит термическая активизация молекул воды, удерживаемых адсорбционными силами на поверхности минералов. С повышением температуры возрастает частота трансляционных скачков молекул воды и, таким образом, снижается время их пребывания вблизи поверхности. При достижении температуры 65–70 °С количество трансляционных перемещений молекул адсорбированной воды становится равным количеству этих событий в свободной воде и адсорбционно-связанная вода переходит в свободное состояние.

Переход прочносвязанной воды в свободное состояние оказывает существенное влияние на весь ход процесса литогенеза, что связано с рядом эффектов, сопровождающих этот процесс. Важное значение имеет повышенная растворяющая способность образующейся свободной воды за счет протонизации (диссоциации) молекул воды, вызванной сильным поляризующим действием противоионов двойного электрического слоя (Тарасевич, Овчаренко, 1973). Растворение солей и некоторых силикатов вызывает повышение концентрации порового раствора и активизацию цементации глин за счет раскристаллизации новых минеральных фаз. Не исключено, что длительное преобладание растворения и выноса вещества над процессом образования новых соединений может приводить к разуплотнению пород и снижению прочности их структурных связей. В этом случае возможно образование аномальных горизонтов в толще глин, описанных З.А. Кривошеевой (Теоретические основы инженерной геологии, 1985).

В целом же трансформация адсорбционно-связанной воды в свободную приводит к повышению цементации и прочности глин, а главное – обуславливает их хрупкое (а не пластифицированное) разрушение и зарождение микротрещин в местах концентрации напряжений. Появление хрупкого разрушения в породах во многом связано со снижением действия эффекта Ребиндера (Горюнов и др., 1966), вызывающего понижение прочности твердых тел и их адсорбционное пластифицирование при деформировании. Дегидратация адсорбированных молекул воды снижает действие этого эффекта и способствует повышению прочности подобно тому, как происходит упрочнение глины при её высушивании на воздухе.

Важное значение имеет увеличение живого сечения микропор за счет исчезновения в них граничных пленок связанной воды. Если учесть, что вязкость свободной воды при температуре 65–70 °С в несколько раз меньше её вязкости при обычной температуре, то несмотря на относительно небольшую пористость, поровая проницаемость глинистых пород с удалением адсорбционно-связанной воды возрастает. Этому способствует так же процесс образования микротрещин. Все это говорит о том, что начиная с середины подзоны среднего катагенеза, очевидно, может начаться процесс снижения экранирующих свойств глинистых покрышек.

Процесс дегидратации адсорбционно-связанной воды в силу её энергетической неоднородности развивается до изотермы, соответствующей 110–120 °С. Это означает, что он может продолжаться и в подзоне позднего катагенеза. Наибольшую энергию связи имеют молекулы воды, адсорбированные на боковых сколах минералов и катионах набухающих межслоевых промежутков. Не исключено, что дегидратация межслоевых катионов способствует, наряду с процессами изоморфизма, гидрослюдизации монтмориллонита и смешанослойных минералов, которая, по данным ряда авторов (Логвиненко и Орлова, 1987), приобретает прогрессирующее развитие начиная со среднего этапа катагенеза.

На этапе позднего катагенеза продолжают снижаться экранирующие свойства глинистых отложений. Этот эффект становится все более выраженным по мере развития аргиллитизации пород и их структурной перестройки с образованием крупных поликристаллических сростков пластинчатой формы. Одновременно растет неоднородность структуры и структурных связей за счет дальнейшего развития микротрещиноватости вдоль границ отдельных поликристаллических сростков.

Таким образом, к концу катагенеза происходит практически полная дегидратация пород (остаточная влажность пород не превышает 1–2%). В течение второй половины среднего и всего позднего этапа катагенеза удаляются последние порции воды, наиболее прочно удерживавшиеся в породе. Общее количество прочносвязанной воды, удаленной из породы на этих этапах литогенеза, составляет 4–5% от первоначального запаса всей воды в осадках.

Рассмотрение закономерностей обезвоживания глинистых образований в ходе литогенеза позволяет выделить три стадии этого процесса, связанные с различным энергетическим состоянием воды и механизмом её дегидратации (см. табл. 2).

Первая стадия – удаление свободной воды под воздействием нарастающего геостатического давления, продолжающееся в течение всего диагенеза. На этой стадии отжимается практически вся свободная (гравитационная) вода, заключенная в крупных и мелких микропорах осадков. К моменту ее окончания осадок теряет около 70–80% первоначально запасенной влаги. Сохраняющаяся в осадке вода находится преимущественно в связанном состоянии. Влажность осадка приближается к влажности верхнего предела пластичности (предел текучести) или к значениям чуть ниже его и составляет 30–45%.

Вторая стадия – удаление слабосвязанной воды. Дегидратация пород на этой стадии имеет механическую и физико-химическую природу и идет под влиянием противоборствующих процессов отжатия воды под действием нарастающего геостатического давления и осмотического массопереноса, направленного в сторону глинистых толщ. Вторая стадия дегидратации продолжается до глубины с изотермой 65–70 °С, что соответствует, примерно, середине подзоны среднего катагенеза. На этих глубинах происходит полное удаление всей осмотически связанной воды. Влажность пород становится близкой к максимальной гигроскопической влажно-

сти и имеет значения в пределах 5–8%. Общее количество удаленной слабосвязанной воды составляет 12–20% от первоначальной влажности осадка.

Третья стадия – удаление адсорбционно-связанной воды путем ее трансформации в свободную и отжатие последней из породы. В основе дегидратации на этой стадии лежит термодинамический процесс возрастания числа трансляционных перемещений молекул адсорбированной воды с ростом температуры и переход их в свободное состояние. Трансформация адсорбционно-связанной воды в свободную активизирует растворение и новое минералообразование, снижает эффект Ребиндера, способствует развитию микротрещин. Третья стадия дегидратации продолжается в течение второй половины среднего этапа и всего позднего этапа катагенеза. К концу катагенеза происходит практически полное обезвоживание пород. Остаточная влажность не превышает 1–2%. Общее количество прочносвязанной воды, удаленной на этом этапе, составляет 4–5% от первоначальной влажности осадка.

Консистенция – определяет характер деформирования и разрушения глинистых пород и зависит от влажности породы и структурных связей.

Для количественной оценки консистенции используется естественная влажность породы (W), нижний (W_p) и верхний (W_m) пределы пластичности, определяемые по Аттербергу. Расчет *показателя консистенции* (B) ведется по следующей формуле:

$$B = \frac{W - W_p}{W_m - W_p}. \quad (3.6)$$

В зависимости от величины B выделяют текучую ($B > 1$), текучепластичную ($0,75 < B < 1$), мягкопластичную ($0,5 < B < 0,75$), тугопластичную ($0,25 < B < 0,5$), полутвердую ($0 < B < 0,25$) и твердую ($B < 0$) консистенции глин (Сергеев и др., 1983).

О консистенции пород, находящихся на различных стадиях литогенеза, целесообразно судить не только по значению B , но и преобладающему типу контактов. С изменением последних меняется консистенция пород и характер их деформирования. Так, осадки с преобладанием дальних коагуляционных контактов проявляют текучую или скрытотекущую консистенцию, а с преобладанием ближних коагуляционных контактов – пластичную консистенцию. Породы, содержащие коагуляционные и переходные (или фазовые) контакты, имеют полутвердую консистенцию. Наконец, преобладание переходных и фазовых контактов делает консистенцию пород твердой. С учетом сказанного можно оценить консистенцию глинистых пород на различных этапах литогенеза (табл. 2).

В подзоне раннего диагенеза осадки имеют текучую консистенцию в нарушенном и скрытотекущую в ненарушенном сложении, поскольку у них преобладают ближние и дальние коагуляционные контакты, а влажность превышает верхний предел пластичности.

В подзоне позднего диагенеза влажность пород приближается к верхнему пределу пластичности: в верхней части подзоны она выше W_m , а в ее основании становится немного меньше или равной W_m . Преобладающими становятся ближние коагуляционные контакты. В ненарушенном сложении осадки проявляют ярко выраженную пластичную (от текуче- до мягкопластичной) консистенцию.

С переходом в подзону раннего катагенеза коагуляционные контакты постепенно замещаются вначале переходными, а затем фазовыми (цементационными) контактами. Влажность пород в основании подзоны приближается к W_p или оста-

ся чуть выше его. Соответствующие изменения претерпевает и консистенция пород – от тугопластичной в верхней части до полутвердой в основании подзоны.

В подзоне среднего катагенеза консистенция пород становится твердой. Это связано с преобладанием в них прочных, вначале переходных и цементационных, а затем цементационных и кристаллизационных контактов. Влажность приобретает значения равные или чуть больше W_{mg} .

Подобный характер изменения консистенции установлен для глинистых пород, отобранных с разных глубин и испытанных в обычных термобарических условиях. Поскольку на деформационное поведение пород влияет температура и давление, то их реальная консистенция в условиях естественного залегания может отличаться от приведенной выше. Поэтому получаемые в лабораторных условиях сведения о консистенции следует рассматривать как сугубо качественную характеристику, которую можно использовать для предварительной классификации пород по степени их литификации.

Проницаемость

Под проницаемостью понимается способность пористой среды (горной породы) пропускать через себя жидкости и газы (Гольдберг, Скворцов, 1986). Проницаемость характеризует фильтрационные свойства породы, которые определяются коэффициентом фильтрации K и коэффициентом проницаемости K_{II} . Между ними существует следующая взаимосвязь:

$$K = K_{II}(\gamma / \mu), \quad (3.7)$$

где γ и μ – плотность и вязкость фильтрующейся жидкости. Коэффициент фильтрации измеряется в м/сут.

Таким образом, коэффициент фильтрации является интегральным показателем, отражающим как свойства породы (через коэффициент проницаемости K_{II}), так и свойства фильтрующейся жидкости (через ее вязкость и плотность).

Коэффициент проницаемости определяется по формуле (Гольдберг, Скворцов, 1986):

$$K_{II} = d_3^2 Sl_{(n,\epsilon)}, \quad (3.8)$$

где d_3 – эффективный диаметр частиц, слагающих пористую породу; Sl – число Слихтера, безразмерная величина, определяемая величиной пористости и структурой порового пространства. Коэффициент проницаемости измеряется в Дарси (Д) или в мкм^2 ($1\text{Д} = 1\text{мкм}^2$). По отношению к пресной воде $K_{II} = 1\text{мкм}^2$ соответствует $K = 0,86\text{ м/сут}$.

Фильтрация в глинистых породах – исключительно сложный процесс. Это, в первую очередь, обусловлено тем, что глина представляет собой тонкодисперсную высокопористую систему с чрезвычайно большой удельной поверхностью. Она сложена преимущественно частицами глинистых минералов анизометричной формы, имеющими микронные и субмикронные размеры, обладающими специфическим кристаллохимическим строением и особым поведением при взаимодействии с водой. Важная роль в формировании фильтрационных свойств отводится связанной воде, заполняющей поровое пространство.

Пористость (n) – основной параметр, определяющий величину показателя Sl и проницаемость в целом. Показатель Sl также зависит от структуры порового про-

странства, характеризующегося безразмерным коэффициентом извилистости ϵ . Под коэффициентом извилистости понимается отношение кратчайшего расстояния между двумя точками в направлении фильтрации к длине извилистого пути тока жидкости через поровые каналы.

Различные авторы применяли понятие коэффициента извилистости под разными названиями: “гидродинамический коэффициент извилистости” (Марморштейн, 1975), “литологический коэффициент” (Purcell, 1949), “делящий коэффициент” (Burdine et al, 1950).

Несмотря на то, что в формулу (3.8) входят только параметры пористой среды, из практики известно, что коэффициент проницаемости породы сильно изменяется от характера флюида, его химического состава, термодинамических условий и гидродинамического напора. Подобные изменения проницаемости горных пород объясняются процессами физико-химического взаимодействия фильтрующегося раствора с минеральным скелетом породы, изменением свойств поровой жидкости под влиянием температуры, вовлечением в движение при повышенных градиентах пристенных слоев жидкости, переориентацией минеральных частиц и перераспределением размеров пор.

Проницаемость одной и той же породы для газа обычно существенно (иногда в сотни и тысячи раз) выше, чем для жидкости. Это определяется меньшим эффектом взаимодействия газа с минеральным скелетом.

Факторы, влияющие на проницаемость. Один из главных факторов, влияющий на проницаемость глин – присутствие в поровом пространстве связанной воды, т.к. толщина слоя связанной воды определяет объем свободного порового пространства (активную пористость), от которого в основном и зависит проницаемость породы.

Процесс фильтрации воды через глинистые породы происходит по наиболее крупным поровым каналам (порам, соединенным друг с другом), не полностью заполненным связанной водой. В поровых каналах меньшего размера при наличии значительного градиента напора происходит выдавливание части слабосвязанной воды и, таким образом, эти поры также могут участвовать в фильтрации воды. Самые мелкие поры (с диаметрами $< 0,1$ мкм) полностью заняты прочносвязанной водой. Поэтому даже при высоких градиентах напора они практически не фильтруют воду.

Ранее приводилось описание структуры порового пространства в глинистых породах и рассматривались особенности его трансформации при литогенезе. Поэтому в настоящем разделе основное внимание будет уделено рассмотрению факторов, определяющих формирование активного порового пространства в глинах. К ним относятся: минеральный состав, минерализация и химический состав фильтрующейся жидкости, температура и градиент напора, геостатическое давление.

Минеральный состав. Исследования И.А. Брилинг (1988), В.М. Гольдберга и Н.П. Скворцова (1986) показали, что проницаемость сильно зависит от минерального состава глин и состава обменных катионов. По данным И.А. Брилинг (табл. 3) Na-форма монтмориллонитовой глины при влажности W_p имеет проницаемость в 10 раз меньше, чем Na-каолинит. Проницаемость гидрослюды имеет промежуточное значение. Изменение состава обменных катионов с Na^+ на Ca^{2+} увеличивает проницаемость в 5–10 раз.

Подобная зависимость объясняется особенностями дисперсности, кристаллохимического строения и гидратации глинистых минералов. Так монтмориллонит, имеющий раздвижную кристаллическую решетку, малый размер частиц, большую

Проницаемость мономинеральных глин

Минеральный состав глин	K_p , мД	Минеральный состав глин	K_p , мД
Na-каолинит	$2,3 \times 10^{-2}$	Са-монтмориллонит	$1,1 \times 10^{-2}$
Са-каолинит	$1,1 \times 10^{-1}$	Гидрослюда	$6,2 \times 10^{-3}$
Na-монтмориллонит	$2,3 \times 10^{-3}$		

удельную поверхность и емкость обмена, содержит во много раз больший объем связанной воды, чем каолинит. Последний, в свою очередь, обладает жесткой кристаллической решеткой и крупными микрокристаллами, что обуславливает его относительно небольшую удельную поверхность и емкость обмена. Следовательно каолиновые глины должны иметь более “открытое” поровое пространство, что приводит к большим значениям проницаемости. Аналогичный эффект происходит при замене в обменном комплексе Na^+ на Ca^{2+} , когда наблюдается коагуляция глинистых частиц и сжатие диффузных слоев, приводящая к увеличению активного порового пространства для фильтрации свободной воды. Эффект усиливается при замене обменного комплекса на катионы высшей валентности с большим атомным весом.

Насыщение же глины одновалентными катионами приводит к диспергации глинистых микроагрегатов, уменьшению диаметра поровых каналов и проницаемости. Это воздействие тем значительнее, чем меньше ионный радиус катиона.

Минерализация и химический состав фильтрующейся жидкости. Их влияние сказывается через изменение состава поглощенных катионов в глинистой породе и процессы диспергации – коагуляции глинистых частиц.

При возрастании минерализации фильтрующейся жидкости происходит интенсивное подавление диффузных слоев вокруг глинистых частиц, что приводит к уменьшению объема связанной воды. Одновременно увеличивается доля активного порового пространства и, следовательно, возрастает проницаемость глин. При фильтрации через глины пресной воды или раствора с меньшей минерализацией, чем у поровой жидкости, имеет место обратный эффект, сопровождающийся возрастанием толщины диффузных слоев и увеличением количества связанной воды. В результате происходит уменьшение объема активного порового пространства и снижение проницаемости глин.

При фильтрации растворов через глины можно рассмотреть два вида взаимодействия раствора с породой. Первый – когда фильтрующиеся растворы содержат те же катионы, которые входят в обменный комплекс. В этом случае катионный обмен практически отсутствует и состав обменного комплекса не меняется. Поэтому изменение толщины диффузного слоя будет определяться в основном концентрацией порового раствора, точнее различием концентраций фильтрующейся жидкости и порового раствора. Второй – когда фильтруется раствор, содержащий катионы, отсутствующие в обменном комплексе. Изменение проницаемости в данном случае будет носить более сложный характер. С одной стороны, изменение проницаемости будет определяться видом нового катиона, поступающего в обменный комплекс, с другой – концентрацией фильтрующегося раствора. Здесь возможны различные варианты такого двойного эффекта.

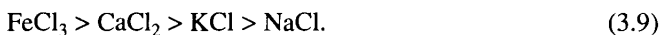
Наибольшей степенью диспергации и максимальным развитием диффузных слоев характеризуются глины, в обменном комплексе которых преобладают катионы натрия. Эти породы должны обладать минимальной проницаемостью и наибольшим диапазоном ее изменения при фильтрации растворов различной концентрации. Наименьшей степенью диспергации и минимальным развитием диффузных слоев отличаются глины с преобладанием в обменном комплексе многовалентных катионов (Ca^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+}). В этих породах следует ожидать максимальную проницаемость.

Таким образом, если при фильтрации раствора через глину в результате катионного обмена в поглощенном комплексе появятся катионы Na^+ , то следует ожидать уменьшение проницаемости, а если Ca^{2+} , Al^{3+} или Fe^{3+} – то повышение проницаемости. Кроме этого толщина диффузного слоя также будет подавляться с возрастанием концентрации порового раствора. Поэтому наибольшее увеличение проницаемости будет при повышении концентрации раствора, содержащего соли многовалентных катионов.

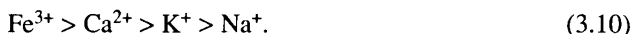
В работе В.М. Гольдберга и Н.П. Скворцова (1986) приводится анализ зависимости проницаемости от минерализации и состава фильтрующегося раствора. Результаты их исследования показали, что с ростом концентрации (C) растворов NaCl и CaCl_2 от 0 до 150 г/л проницаемость Na - и Ca -монтмориллонита и каолинита возрастает. Наибольшее увеличение проницаемости отмечалось у Na -монтмориллонитовых глин: при переходе от дистиллированной воды к раствору CaCl_2 ($C = 55$ г/л) величина K_{Π} возросла в 13 раз (от $0,8 \times 10^{-4}$ до $10,4 \times 10^{-4}$ мД), а при переходе от дистиллированной воды к раствору NaCl той же концентрации – в 4,2 раза (от $0,7 \times 10^{-4}$ до $2,9 \times 10^{-4}$ мД). В Ca -монтмориллоните в тех же условиях проницаемость возросла для раствора NaCl в 2 раза (от $2,1 \times 10^{-4}$ до $4,2 \times 10^{-4}$ мД), а CaCl_2 – в 2,7 раз (от $1,3 \times 10^{-4}$ до $3,5 \times 10^{-4}$ мД).

Для природной каолиновой глины в диапазоне изменения минерализации от 0 до 150 г/л при фильтрации раствора NaCl проницаемость увеличивается до 2,7 раз (от $0,9 \times 10^{-3}$ до $2,4 \times 10^{-3}$ мД), а при фильтрации растворов CaCl_2 – до 2,3 раз (от $1,0 \times 10^{-3}$ до $2,3 \times 10^{-3}$ мД).

Изучение влияния химического состава фильтрующегося раствора показало, что минимальный эффект увеличения проницаемости в естественных глинах каолинит-монтмориллонитового состава при росте концентрации солей в растворе от 0 до 150 г/л отмечается при фильтрации раствора NaCl – в 1,23 раза (от $0,07 \times 10^{-3}$ до $0,086 \times 10^{-3}$ мД); при фильтрации раствора KCl – в 1,45 раз; CaCl_2 – в 1,75 раз. Очень резкое увеличение K_{Π} наблюдается при фильтрации раствора FeCl_3 – в 12,5 раз. По степени влияния на интенсивность роста коэффициента проницаемости (при одинаковой минерализации) рассматриваемые хлоридные соли располагаются в следующий ряд:



Принимая во внимание одинаковый анионный состав растворов данных солей, катионные составляющие этого ряда могут быть записаны в следующей последовательности:



Этот ряд полностью совпадает с аналогичным рядом активности катионов и энергии их поглощения глинами. Учитывая, что с ростом валентности катионов в

глинах возрастает содержание прочносвязанной воды и одновременно значительно снижается содержание слабосвязанной воды (Сергеев и др., 1983), изменение проницаемости в глинах в зависимости от состава фильтрующегося раствора можно объяснить эффектом воздействия обменных катионов на толщину диффузного слоя вокруг частиц, от которой, в свою очередь, зависит объем активной пористости.

Температура и градиент напора. Воздействие температуры на проницаемость глинистых пород сказывается на изменении вязкости свободной и связанной воды. С ростом температуры вследствие увеличения энергии теплового движения происходит уменьшение вязкости слабосвязанной и свободной воды, что способствует повышению проницаемости глин. Этот эффект наиболее ярко проявляется в монтмориллонитовых глинах, содержащих большой объем связанной воды. В работе В.М. Гольдберга и Н.П. Скворцова (1986) отмечается увеличение проницаемости пресной воды в монтмориллонитовых глинах при росте температуры с 20 °С до 80–90 °С в 12,5 раз (с $0,057 \times 10^{-3}$ до $0,72 \times 10^{-3}$ мД), а при фильтрации хлоридных растворов – в 35 раз (с $0,316 \times 10^{-3}$ до $11,07 \times 10^{-3}$ мД). Проницаемость глин каолинового состава увеличивается не более чем в 2–3 раза (с $0,88 \times 10^{-3}$ до $2,78 \times 10^{-3}$ мД), а гидрослюистой глины в 5–6 раз (с $0,39 \times 10^{-3}$ до $2,24 \times 10^{-3}$ мД).

Наиболее интенсивное увеличение проницаемости наблюдается вблизи 65 °С. Это объясняется переходом адсорбционно-связанной воды в свободное состояние и увеличением “живого” сечения пор. При этих температурах практически отсутствуют начальный градиент фильтрации, и фильтрация подчиняется закону Дарси.

Влияние градиента напора на проницаемость глин определяется вязкопластическими свойствами связанной воды и неоднородностью ее связи с минеральной поверхностью глинистой частицы. При начальном градиенте фильтрации преодолевается вязкопластическое сопротивление сдвигу самых внешних слоев пленки связанной воды, и она начинает участвовать в фильтрационном процессе. При увеличении градиента напора все больший объем связанной воды вовлекается в движение. Это приводит к росту эффективного сечения поровых каналов, по которым движется жидкость. При уменьшении градиента напора эффективное сечение стремится упруго сжаться. Таким образом пленку связанной воды в поперечном сечении порового канала можно рассматривать как упругую мембрану. Раскрытость поровых каналов увеличивается с ростом градиента напора вследствие вовлечения в движение все большей части связанной воды и уменьшения толщины остающейся пленки неподвижной связанной воды. При снижении градиента напора, наоборот, раскрытость пор для движения воды уменьшается из-за увеличения толщины пленки неподвижной связанной воды.

Геостатическое давление. Действие геостатического давления в глинах приводит к уменьшению объема порового пространства в результате разворота глинистых частиц и их микроагрегатов по нормали к прикладываемой нагрузке и их более плотной упаковки. При восходящей или нисходящей фильтрации этому процессу противостоит гидростатическое давление воды, стремящейся развернуть частицы вдоль направления потока, т.е. вдоль направления действия уплотняющей силы. Подобная переориентация частиц наиболее легко осуществляется в слабых водонасыщенных осадках и вызывает некоторое повышение фильтрации. В плотных глинистых породах разворот структурных элементов затруднен. Рост напоров в таких глинах может привести к прорыву и разрушению породы. Разрыв глинистых покрышек происходит при напоре водного столба в несколько тысяч метров, который получил название “давление разрыва пласта”.

Имеющиеся данные по определению проницаемости глинистых пород на глубине показывают однозначное уменьшение проницаемости при возрастании геостатического давления. В работе В.М. Гольдберга и Н.П. Скворцова (1986) приводятся результаты исследований, свидетельствующие об уменьшении проницаемости в глинах в 17,5 раз (с 15×10^{-4} до $0,85 \times 10^{-4}$ мД) при увеличении геостатического давления от 3 до 20 МПа. При изменении давления с 3 до 6 МПа проницаемость монтмориллонитовой глины снизилась в 2,1 раза, аргиллита – в 2,3 раза, а каолиновой глины (при увеличении давления от 1 до 2 МПа) – в 1,5 раза. Наиболее интенсивное уменьшение проницаемости глинистых пород происходит на начальной стадии увеличения давления.

При одновременном увеличении геостатического давления и температуры также наблюдается тенденция к снижению проницаемости, что вызвано интенсивным уплотнением пород и уменьшением их пористости (Брилинг, 1988). Уменьшение вязкости свободной воды не в состоянии компенсировать быстрое снижение пористости породы.

Изменение проницаемости глинистых пород при литогенезе. К сожалению, в научной литературе крайне мало данных, описывающих изменение проницаемости глинистых пород при литогенезе для одного разреза в пределах большого диапазона глубин. Поэтому в настоящем разделе будут описаны основные тенденции изменения проницаемости глинистых пород при литогенезе, вытекающие из теоретических соображений, которые, по мере возможности, будут проиллюстрированы отдельными экспериментальными значениями проницаемости, взятыми из различных источников.

На стадии раннего диагенеза происходит интенсивное уплотнение и обезвоживание осадков, проницаемость которых на небольших глубинах (до 10 м) может составлять 0,3–2 мД (Березкина и др., 1976, Бабинец и др., 1981).

По мере уплотнения глинистых пород на стадии позднего диагенеза происходят существенные изменения в структуре порового пространства: идет уменьшение пористости, практически исчезают крупные межмикроагрегатные микропоры (с размерами 10–100 мкм) и уменьшается содержание мелких межмикроагрегатных микропор (с размерами 1–10 мкм), идет переориентация и возрастание степени ориентации структурных элементов в направлении, перпендикулярном прикладываемой нагрузке. Происходит отжатие большей части свободной воды, которая сохраняется только в наиболее крупных порах. Геостатическое давление приводит к значительному сокращению активного порового пространства и существенному снижению проницаемости несмотря на подъем температуры и некоторое уменьшение вязкости воды. По данным В.М. Гольдберга и Н.П. Скворцова (1986) на этом этапе своего развития глинистые породы уменьшают проницаемость до $0,29 \times 10^{-3}$ мД.

При катагенезе существенное влияние на проницаемость оказывают термодинамические факторы (давление и температура). В результате, в подзоне раннего катагенеза происходит дальнейшее уменьшение пористости и проницаемости. Необходимо отметить очень большой разброс значений проницаемости по данным различных авторов для глинистых пород-покрышек, находящихся на данном этапе литогенеза. Так, А.А. Ханин (1969) для глинистых покрышек Амударьинской и Центрально-Туркменской нефтегазоносных областей приводит значения 5×10^{-3} – 5×10^{-4} мД; для Западного Предкавказья и Ферганы разброс значений составляет 10^{-2} – 10^{-5} мД (Лазарева, 1976); для глинистых покрышек Охотской нефтегазоносной провинции – 10^{-2} – 10^{-3} мД (Литолого-петрофизические критерии нефте-

газоносности, 1990). Это связано с тем, что на стадии раннего и в начале среднего катагенеза формируются покрывки с минимальными показателями проницаемости, экранирующие свойства которых, как уже отмечалось ранее, определяются наличием тонких и мелких микропор, в значительной степени заполненных связанной водой. В свою очередь, структура порового пространства зависит от минерального состава, состава обменных катионов, минерализации порового раствора, градиента напора, геостатического давления и др. Безусловно, все эти факторы в различных регионах проявляются по-разному и возможны самые неожиданные их комбинации. С этим можно связывать большой разброс значений проницаемости глинистых пород. Хорошим примером сказанного является проницаемость глинистых покрывок Ферганы, где глины монтмориллонит-смешанослойного состава имеют проницаемость 10^{-5} мД, а гидрослюдисто-каолиновые разности, характеризующиеся меньшей общей пористостью, но имеющие больший объем активной пористости, обладали более высокой проницаемостью 10^{-2} – 10^{-3} мД (В.М. Лазарева 1976).

На этапе среднего и позднего катагенеза при переходе через изотермическую границу 65–70 °С, можно ожидать некоторое возрастание проницаемости. Такое поведение глинистых пород может быть связано с преобразованием адсорбционно-связанной воды в высокоагрессивную свободную. Это сопровождается повышением “живого” сечения пор и растворением минерального вещества, что создает благоприятные условия для образования аномальных горизонтов и возрастанию в них проницаемости. Увеличение проницаемости в зоне аномальных горизонтов приводит к потере глинистыми покрывками экранирующих свойств.

В процессе последующего катагенетического преобразования глинистых пород наблюдается дальнейшая тенденция сокращения пористости. Одновременно, в конце среднего и начале позднего катагенеза начинаются процессы аргиллитизации глинистых пород. Это сопровождается ростом концентраторов напряжений, зарождением и последующим развитием микротрещин. В результате существенно изменяется структура порового пространства глинистых пород – начинают образовываться новые пути фильтрации через микротрещины, что часто приводит к некоторому увеличению проницаемости аргиллитов на больших глубинах. В.В. Бахтин и др. (1979) приводят данные по аргиллитам нижнекаменноугольного возраста, отобранным с глубины 3083 м в пределах Солоховской площади на Украине. Петрографические исследования шлифов этих пород выявили присутствие многочисленных микротрещин с шириной раскрытия до 10 мкм. Эти породы при пористости 3,8% имели проницаемость 6×10^{-2} мД.

Совместное влияние высоких давлений и температур в позднем катагенезе приводит к практически полной дегидратации глинистых пород. Этот факт способствует развитию фазовых контактов между твердыми структурными элементами и завершению процесса аргиллитизации глинистых пород. На данной стадии литогенеза в аргиллитах идет интенсивное образование микротрещин и на фоне очень малой пористости (2–4%) проницаемость в основном обусловлена микротрещиноватостью. Часто покрывки месторождений углеводородов, представленные аргиллитами, теряют свои экранирующие свойства, о чем свидетельствуют данные Г.Е. Кузьменковой и А.А. Фомина (1979). Они отмечают, что образцы трещиноватых аргиллитов, отобранные в Предкавказье в пределах Левкинской нефтяной площади с глубины 4900 м, при пористости 3,4% имели проницаемость около 1×10^{-3} мД.

На стадии метагенеза под действием высокого давления и температуры в основном происходит перекристаллизация глинистого вещества, идет смыкание и залечи-

вание микротрещин, сопровождающееся уменьшением пористости иногда до 1–2%. Однако, вследствие высокой хрупкости глинистых пород и довольно интенсивной их тектонической трещиноватости, фильтрация в подобных слоях чаще всего происходит по схеме гетерогенной системы, состоящей из слабопроницаемых глинистых блоков и относительно высокопроницаемых зон на контактах блоков.

К сожалению, авторы не располагают данными о величине проницаемости в метаморфизованных глинистых породах, однако можно предполагать, что эти породы слагают покрышки низких классов с проницаемостью больше 10^{-2} мД (Ханин, Абдурахманов, 1973).

В заключение следует отметить, что проницаемость является основным, но очень сложным и многофакторным параметром, определяющим экранирующие свойства глинистых пород-покрышек залежей углеводородов. При существующей общей тенденции к уменьшению проницаемости по мере прохождения литогенетических преобразований, есть ряд причин, нарушающих эту закономерность. Главные из них – аномальные свойства связанной воды при высоких температурах и давлениях и развитие микротрещиноватости.

Физико-механические свойства

Разрушение и деформирование глинистых пород идет по контактам структурных элементов, поскольку прочность контактов намного меньше прочности слагающих породу минералов. Поэтому при оценке прочностных и деформационных свойств глинистых пород решающую роль играет характер структурных связей, определяющий энергетический тип структуры пород. Исходя из этого, ниже будут рассмотрены некоторые особенности физико-механических свойств глинистых пород в зависимости от их структурных особенностей.

Сжимаемость пород характеризуется величиной изменения их пористости отнесенной к диапазону нагрузки, под которым проходило уплотнение пород.

Оценка сжимаемости может производиться по двум схемам. Первая схема, получившая название компрессионного сжатия, заключается в одноосном сжатии породы в жесткой обойме, исключающей боковое расширение образца. Сжимаемость в этом случае оценивается *коэффициентом компрессионной сжимаемости* (a), который находится по формуле:

$$a = \Delta e / \Delta \sigma, \quad (3.11)$$

где $\Delta \sigma$ – диапазон нагрузки, для которого производится расчет; Δe – соответствующее ему изменение коэффициента пористости породы.

Вторая схема – более совершенная, предусматривает проведение испытания пород при их всестороннем сжатии. При этом имеется возможность измерения как вертикальных, так и боковых деформаций образца. При наличии соответствующего оборудования испытания можно проводить при различных температурах, что позволяет моделировать напряженное состояние пород, отвечающее условиям их литогенеза. Сжимаемость в этом случае оценивается *модулем объемного сжатия* (K_m), рассчитываемым по формуле:

$$K_m = \sigma_0 / \epsilon_v, \quad (3.12)$$

где σ_0 – величина всестороннего сжимающего давления, ϵ_v – объемная относительная деформация.

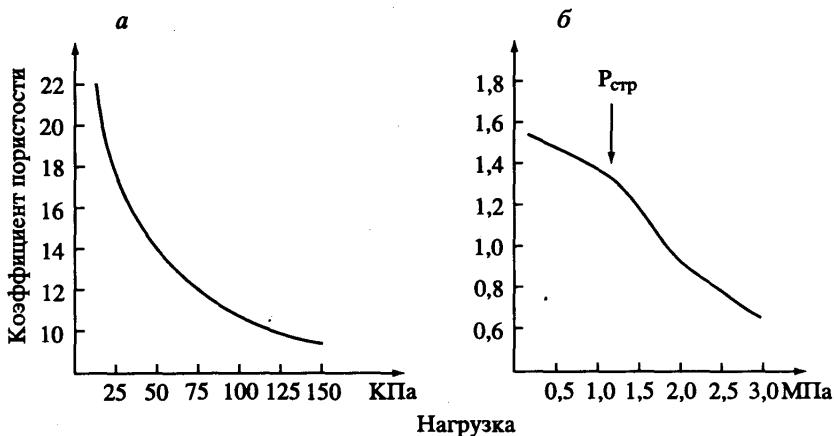


Рис. 35. График компрессионной сжимаемости глинистых осадков из подзон раннего (а) и позднего (б) диагенеза

Несмотря на преимущества второй схемы, в большинстве случаев при испытании сжимаемости применяется компрессионное сжатие. Это объясняется простотой методики и оборудования, необходимого для таких испытаний.

Анализ имеющихся данных по компрессионной сжимаемости свидетельствует о том, что ни у одной горной породы сжимаемость не варьирует в таких широких пределах, как у глин. В зависимости от характера структурных связей коэффициент компрессионной сжимаемости глинистых пород может изменяться от 1–150 до десяти тысячных долей МПа^{-1} . Наибольшей сжимаемостью обладают илы, имеющие высокопористую структуру со значительным содержанием дальних коагуляционных контактов. По мере упрочнения структурных связей величина сжимаемости глин падает, многие аргиллитоподобные глины, аргиллиты и алевролиты можно считать практически несжимаемыми породами. Правда, такая оценка в определенной степени – субъективна, поскольку компрессионные испытания являются кратковременными и не позволяют оценить сжимаемость цементированных глин за счет реологических процессов.

Компрессионные испытания проводятся в специальных компрессионных приборах. Большинство серийно выпускаемых приборов позволяет осуществлять сжатие породы под вертикальной нагрузкой не более 5 МПа при отсутствии бокового расширения породы. Такие давления моделируют природную нагрузку, существующую только в зоне диагенеза. Поэтому для компрессионных испытаний глинистых пород, залегающих в более глубоких зонах, применяются специальные конструкции приборов с использованием мощных прессов. Некоторые исследователи использовали приборы, в которых достигалось компрессионное сжатие образцов до нагрузок 200–300 МПа и более (Сергеев, 1946; Ломтадзе, 1956).

В литературе имеется достаточно много данных по компрессионному испытанию глинистых образований из зоны диагенеза, а также искусственно полученных глинистых паст и осадков (Мухин, 1963; Горькова, 1966; Рабаев, 1969; Зиангиров, 1974; Осипов, 1979). Все они свидетельствуют о том, что величина и характер кривой сжимаемости таких отложений определяются особенностями поведения коагу-

ляционных контактов. Как видно из рис. 35, а, график компрессионного сжатия илов, отобранных из подзоны раннего диагенеза, имеет вид крутонаклоненной кривой, постепенно выполаживающейся по мере роста нагрузки. Затухание сжимаемости связано с увеличением количества контактов и постепенным преобразованием дальних коагуляционных контактов в ближние с повышением плотности осадка. Величина коэффициента компрессионной сжимаемости при начальных нагрузках уплотнения составляет 150 МПа^{-1} , а при конечной нагрузке ($0,15 \text{ МПа}$) снижается до 30 МПа^{-1} . Важно отметить, что на деформационном графике отсутствует перегиб, свидетельствующий о наличии структурной прочности.

Сжимаемость пластичных глинистых осадков из подзоны позднего диагенеза (рис. 35, б) заметно снижается по сравнению с илами вышележащей подзоны, что связано с преобладанием в них контактов ближней коагуляции. Характерной особенностью их сжимаемости является наличие на деформационной кривой точки перегиба ($P_{\text{стр}}$), отвечающей структурной прочности осадка. Величина структурной прочности при нормальном цикле субаквального литогенеза определяется максимальной геостатической нагрузкой, под которой находился осадок. В геотехнике такие глины принято считать "нормально уплотненными". При компрессионном сжатии образца начальный участок кривой сжимаемости отвечает повторному сжатию по ветви разгрузки и имеет относительно небольшой наклон. После перехода нагрузки, соответствующей точке $P_{\text{стр}}$, наклон кривой сжатия несколько возрастает. При $P > P_{\text{стр}}$ образец показывает сжимаемость осадка, которую следует ожидать при дальнейшем наращивании геостатического уплотнения.

В соответствии со сказанным, сжимаемость пластичных глинистых образований из подзоны позднего диагенеза следует характеризовать по второму участку кривой сжимаемости. Значения коэффициента компрессионной сжимаемости для этого участка кривой изменяются обычно от $10\text{--}20$ до $0,01 \text{ МПа}^{-1}$, в то время как для начального участка (до точки структурной прочности) он в $2\text{--}3$ раза ниже. Величина структурной прочности при этом может изменяться от долей мегапаскаля до $3\text{--}4 \text{ МПа}$.

Изучение сжимаемости пород зоны катагенеза представляет значительную сложность из-за необходимости применения специальных установок, позволяющих передавать на образец нормальные нагрузки величиной до $120\text{--}200 \text{ МПа}$. Наиболее достоверные данные получаются при проведении испытаний образцов в условиях всестороннего сжатия под нагрузками, превышающими геостатические. При проведении таких испытаний требуется не только создавать высокие давления, но и регулировать температурный режим. Поэтому известные в литературе подобные опыты следует считать уникальными. По этой причине информация о сжимаемости глин зоны катагенеза весьма ограничена. Известные по литературным данным результаты получены под нагрузками меньше геостатических и, таким образом, характеризуют сжимаемость пород на ветви разгрузки. Получаемые при этом значения коэффициентов компрессионной сжимаемости являются заниженными, хотя для сильно литифицированных глинистых образований (аргиллиты, алевролиты, сцементированные аргиллитоподобные глины) может быть исключение из этого правила, поскольку при разгрузке резко возрастает микротрещиноватость этих пород, которая может обусловить их повышенную сжимаемость при повторном сжатии по ветви разгрузки.

Наиболее интересные исследования по изучению сжимаемости осадочных пород под большими давлениями в условиях трехосного сжатия были проведены

М.П. Волоровичем (1962), В.М. Добрыниным (1970), Г.М. Авчаном и др. (1979). Работы выполнялись с учетом изменения пластового давления и температуры. Полученные ими данные дают представление не только о сжимаемости глин в зоне катагенеза, но и позволяют оценить связанные с этим изменения физических свойств (электрическое сопротивление, скорости упругих волн), решить ряд практических задач по подсчетам запасов углеводородов, оценке экранирующих свойств глинистых покрышек и т.д.

Прочность на одноосное сжатие определяется путем раздавливания под постепенно нарастающей нагрузкой цилиндрического образца породы высотой, в 1,5–2,0 раза превосходящей его диаметр. Зная нагрузку разрушения образца (P) и площадь его сечения (S), можно получить прочность породы на одноосное сжатие (σ_c)

$$\sigma_c = P/S. \quad (3.13)$$

Помимо оценки прочности, по деформационному графику одноосного сжатия проводится определение модуля общей (E_o) и упругой (E_y) деформации. Для этого находится относительная упругая и общая деформация образца при его испытании в режиме нагрузка–разгрузка. Зная величину относительной упругой (ϵ_y) и общей (ϵ_o) деформации и соответствующие им напряжения (σ), можно определить модуль упругой и общей деформации:

$$E_y = \sigma / \epsilon_y, \quad (3.14)$$

$$E_o = \sigma / \epsilon_o. \quad (3.15)$$

Прочность на одноосное сжатие, благодаря простоте своего определения, часто применяется для классификации глинистых пород по прочности и оценки степени их литификации. Значительный интерес при этом представляет не только значение прочности, но и деформационное поведение образца в процессе сжатия. Последнее обстоятельство часто недооценивается, и результаты испытаний на одноосное сжатие даются без анализа характера деформирования образца. Между тем опыт показывает, что, если значение прочности глинистых пород зависит от типа контактов и их количества на единицу площади сечения разрушения породы, то деформационное поведение определяется в основном типом контактов. Поэтому анализ деформационных графиков при одноосном сжатии позволяет делать достаточно определенные суждения о преобладающем типе контактов в породе.

Одноосное сжатие осадков из подзоны раннего диагенеза обычно не проводится из-за скрытотекучего характера их деформирования, обусловленного высокой пористостью образца и присутствием чрезвычайно слабых дальних коагуляционных контактов. При приложении к таким осадкам даже незначительных нагрузок (10^2 – 10^3 Па) они теряют прочность и начинают течь.

Осадки из подзоны позднего диагенеза при испытании на одноосное сжатие ведут себя как типичные пластичные системы. Как видно из рис. 36, *a* линейный участок на кривой деформирования таких осадков выражен слабо. Уже при небольших нагрузках деформирование переходит в нелинейную стадию наподобие вязкого течения, переходящего постепенно в пластическое течение, при котором образец непрерывно деформируется при постоянной вертикальной нагрузке, сохраняя при этом свою прочность и сплошность. У относительно уплотненных в природных условиях глинистых илов (с пористостью 40–50%) деформирование без образования видимых трещин может идти до относительных деформаций, равных 10–15% и бо-



Рис. 36. Характер деформирования глинистых осадков из подзоны позднего диагенеза при одноосном сжатии:

а – при определении прочности, б – при испытании в режиме нагрузка–разгрузка

лее. У менее уплотненных илов оно продолжается до полной потери исходной формы образца и образования “бочки”.

За величину прочности образца (σ_c) при таком характере деформирования принимается точка пересечения касательных к начальному и конечному участкам деформационной кривой (см. рис. 36, а). Определяемая величина прочности составляет в зависимости от степени диагенетического уплотнения образца 0,03–0,5 МПа. При этом модуль общей деформации может варьировать в пределах 0,1–10 МПа. При одной и той же пористости наиболее прочными оказываются илы более дисперсные по составу.

Низкая прочность и пластический характер деформирования осадков из нижней подзоны диагенеза обуславливается преобладанием у них ближних коагуляционных контактов. Относительное перемещение структурных элементов идет по граничным пленкам связанной воды, обладающим некоторой структурной прочностью и повышенной вязкостью по сравнению со свободной водой. Важной особенностью коагуляционных контактов является их способность мгновенно восстанавливаться после разрушения. Поэтому при деформировании глинистого осадка количество контактов в зоне сдвига остается неизменным, поскольку каждая глинистая частица, теряющая контакт в процессе смещения, тут же восстанавливает его с другой ближайшей частицей.

Весьма показательным является деформирование пластичных илов из нижней подзоны диагенеза при их испытании в режиме нагрузка–разгрузка (рис. 36, б). Как видно из графика, быстрое снятие нагрузки сопровождается мгновенной обратимой деформацией (ϵ'_y), после чего в течение нескольких минут идет медленное увеличение высоты образца за счет замедленной упругости (ϵ''_y). Большая же часть деформации относится к необратимой остаточной деформации, относительная доля которой возрастает по мере увеличения числа циклов и величины нагрузки при сжатии образца. Подобный характер деформирования при нагрузке–разгрузке – типичен для дисперсных систем с коагуляционными контактами между структурными элементами. Как показали исследования Е.Д. Щукина и П.А. Ребиндера (1971) обратимое деформирование (быстрое и замедленное) в таких системах имеет энтропий-

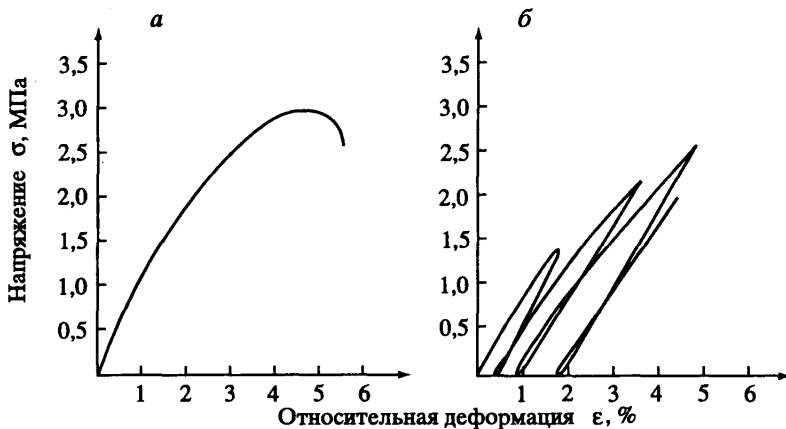


Рис. 37. Характер деформирования глинистых пород из подзоны раннего катагенеза при одноосном сжатии:

a – при определении прочности; *б* – при испытании в режиме нагрузка–разгрузка

ную природу и связано с переориентацией и деформированием (изгибом) тонких пластинчатых частиц, а также утончением пленки связанной воды на коагуляционных контактах при приложении нагрузки и ее восстановлением при снятии нагрузки.

Прочность на одноосное сжатие глинистых пород подзоны раннего катагенеза существенно возрастает. Значения прочности изменяются от 0,6 МПа в верхней части подзоны до 4,0 МПа в её основании. Это объясняется увеличением количества коагуляционных контактов с повышением плотности породы и появлением в конце этапа более прочных переходных контактов.

На деформационных графиках таких пород отчетливо выделяется прямолинейный участок (рис. 37, *a*). При нагрузках, составляющих от 30 до 60% от разрушающих, график $\epsilon = f(\sigma)$ начинает выполаживаться, свидетельствуя о начале вязкого течения, которое завершается при относительной деформации 3–7% полухрупким разрушением образца. Модуль общей деформации составляет $10\text{--}10^2$ МПа.

Анализ графика нагрузки-разгрузки пород из подзоны раннего катагенеза (рис. 37, *б*) показывает, что при небольших напряжениях у этих пород появляется заметная упругость, характерная для твердых тел. При увеличении напряжений возрастает роль остаточных деформаций, связанных с необратимым (пластическим) деформированием. По графику разгрузки можно оценить модуль упругой деформации, максимальное значение которого достигает $3 \cdot 10^2$ МПа.

Породы средней подзоны катагенеза при испытании на одноосное сжатие ведут себя подобно упругим твердым телам. Это связано с их цементацией и полным исчезновением коагуляционных контактов. Преобладающими становятся переходные и фазовые (цементационные) контакты. В зависимости от состава прочность пород на одноосное сжатие изменяется от 3–4 до 12–15 МПа, модуль общей деформации составляет $10^2\text{--}3 \cdot 10^2$ МПа, а модуль упругости $5 \cdot 10^2\text{--}8 \cdot 10^2$ МПа. Почти во всем диапазоне сжатия деформация носит упругий характер (рис. 38, *a*). Только вблизи предела прочности отмечается небольшой нелинейный участок, который переходит в хрупкое разрушение. Относительная деформация разрушения составляет 2–5%.

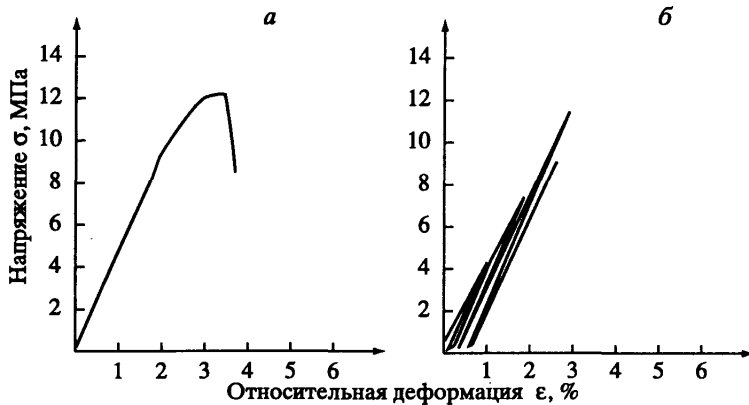


Рис. 38. Характер деформирования цементированных глинистых пород из подзоны среднего катагенеза при одноосном сжатии:

а – при определении прочности; *б* – при испытании в режиме нагрузка–разгрузка

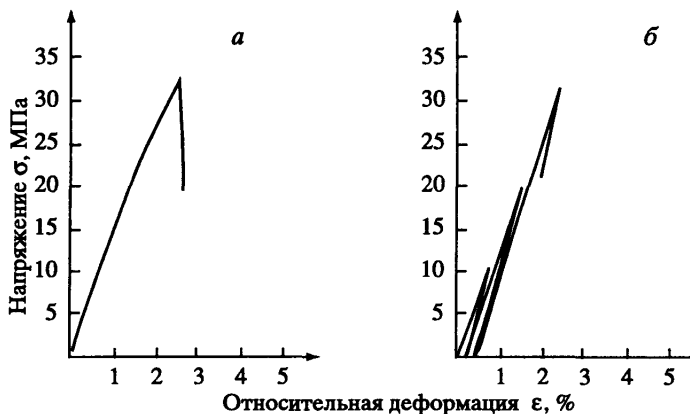


Рис. 39. Характер деформирования аргиллитов и алевролитов из подзоны позднего катагенеза при одноосном сжатии:

а – при определении прочности; *б* – при испытании в режиме нагрузка–разгрузка

Изменение структурных связей находит отражение в характере деформирования этих пород в режиме нагрузка-разгрузка. Из графика (рис. 38, б) видно явное преобладание обратимых деформаций сравнительно с необратимыми остаточными деформациями.

Аргиллиты и алевролиты из подзоны позднего катагенеза обладают максимальной прочностью и отчетливо выраженными упругими свойствами. Их прочность на одноосное сжатие доходит до 50–60 МПа, модуль упругости 10^3 МПа, модуль общей деформации незначительно отличается от модуля упругости и достигает $8 \cdot 10^2$ МПа. Деформирование аргиллитов и алевролитов во всем диапазоне напряжений вплоть до разрушения носит практически линейный характер (рис. 39, а). Относительная деформация разрушения составляет 1–3%. На графике нагрузка–разгрузка (рис. 39, б)

почти все деформации имеют обратимый характер. Небольшую остаточную деформацию, видимо, следует относить за счет закрытия микротрещин.

Прочность на сдвиг характеризуется предельной величиной сдвигающего (тангенциального) напряжения, приводящего к перемещению одной части породы относительно другой. Испытания на сдвиг проводятся в условиях действия нормальной (одноосной) нагрузки или трехосного сжатия образца. В первом случае они называются плоскостным срезом, а во втором – сдвигом при трехосном сжатии. Более подробно методика сдвиговых испытаний описана в ряде учебников и монографий (Сергеев и др., 1983).

Основными показателями сопротивления пород сдвигу является *угол внутреннего трения* (φ) и *величина структурного сцепления* (c). Зная величину φ и c , сопротивление сдвигу можно найти из выражения:

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi + c, \quad (3.16)$$

где σ – нормальное напряжение к плоскости среза, $\operatorname{tg} \varphi$ – коэффициент внутреннего трения, c – структурное сцепление.

Представляет большой научный и практический интерес рассмотрение изменений показателей φ и c с преобразованием структурных связей глинистых пород в ходе литогенеза. Исключительно ценными в этом отношении оказались исследования Н.Н. Маслова (1968), который предложил выразить сопротивление сдвигу не двухчленной, а трехчленной формулой:

$$\tau_{\rho W} = \sigma \operatorname{tg} \varphi_{\rho W} + c_{\rho W} + c_c, \quad (3.17)$$

где σ – нормальное напряжение; $\varphi_{\rho W}$ – угол внутреннего трения при влажности W и плотности ρ ; $c_{\rho W}$ – структурное сцепление обратимого характера при влажности W и плотности ρ ; c_c – структурное сцепление необратимого характера.

С позиции контактных взаимодействий в глинах в этой формуле по существу учитывается сцепление как за счет коагуляционных ($c_{\rho W}$), так и более прочных переходных и фазовых (c_c) контактов. Такое разделение структурного сцепления на две компоненты с теоретической и практической точек зрения вполне оправдано, поскольку влияние коагуляционных и фазовых контактов на прочность пород и характер их деформирования существенно различается. При отсутствии фазовых и переходных контактов структурное сцепление глинистых пород определяется исключительно коагуляционными контактами, т.е. $c \approx c_{\rho W}$. Поэтому величина сцепления зависит от плотности и влажности породы, дисперсности и гидрофильности слагающих породу минералов, степени ориентированности структурных элементов в плоскости сдвига, температуры, порового давления и т.д.

В породах с преобладанием фазовых контактов структурное сцепление полностью определяется c_c , величина которого мало зависит от влажности, плотности и состава глинистой породы.

В глинах со смешанным типом контактов (коагуляционные, переходные и фазовые) структурное сцепление определяется обоими компонентами, т.е. $c = c_{\rho W} + c_c$. Причем при нормальных нагрузках, меньших структурной прочности породы ($\sigma < P_c$) наибольшую роль играет c_c , а при $\sigma > P_c$ возрастает роль $c_{\rho W}$. Следовательно, в зависимости от типа структурных связей в глинистых породах изменяется не только величина, но и природа структурного сцепления.

С этих же позиций можно проанализировать зависимость угла внутреннего трения от характера контактных взаимодействий. Принципиальное значение имеет тот факт,



Рис. 40. Общий вид кривых сдвига $\tau = f(\sigma)$ для осадков из подзоны позднего диагенеза:
 а – консолидированный недренированный сдвиг; б – консолидированный дренированный сдвиг

что в глинистых образованиях с преобладанием коагуляционных контактов трение по своей природе не является внутренним, а относится к разряду граничных трений (Дерягин, 1963; Ахматов, 1963). Это обуславливается наличием тонких гидратных граничных пленок на таких контактах, обладающих специфическими свойствами. Сдвиг структурных элементов относительно друг друга на коагуляционных контактах идет внутри граничной фазы, разделяющей структурные элементы, и полностью определяется ее свойствами, а не свойствами минеральных частиц. Влияние последних может проявляться только через гидрофильность, от которой зависит толщина пленок.

При проведении сдвига в грунтах с коагуляционными контактами наблюдаются два эффекта. Первый – это ориентация в зоне сдвига анизометричных структурных элементов по направлению действия сдвигающего напряжения (Соколов, Осипов, 1983). В результате ориентации структурных элементов площадь коагуляционных контактов заметно возрастает с одновременным уменьшением эффективного напряжения на них, что вызывает рост толщины граничного слоя жидкости и снижение внутреннего трения на контакте. Второй эффект связан с появлением при сдвиге давления в поровой жидкости, которое также приводит к снижению эффективного напряжения на контакте. Действие обоих эффектов обуславливает нелинейный характер зависимости сопротивления сдвигу от нормальной нагрузки для осадков и слабо литифицированных глин.

С появлением переходных и особенно фазовых контактов трение структурных элементов при сдвиге приобретает характер внутреннего трения. Поэтому величина τ становится зависимой от минерального состава пород и в меньшей степени от порового давления и структурной перестройки при сдвиге. Как следствие этого, зависимость сопротивления сдвигу от нормальной нагрузки приобретает характер близкий к линейному.

Исходя из изложенного выше, можно перейти к рассмотрению особенностей сопротивления сдвигу глинистых пород, претерпевших различную степень литификации. Наиболее сложным образом при сдвиге ведут себя осадки из нижней подзоны диагенеза. При испытании этих пород под нормальными нагрузками выше их структурной прочности важное значение приобретает схема испытаний, т.е. условия консолидации и дренирования образца при сдвиге. При испытаниях по схеме консолидированного недренированного сдвига зависимость $\tau = f(\sigma)$ имеет нелинейный характер (рис. 40, а). Ве-

личина структурного сцепления зависит от плотности и влажности осадка и изменяется в пределах от 0,01 до 0,05 МПа. Значение угла внутреннего трения при небольших нормальных нагрузках составляет 12–18°, а при переходе к большим нагрузкам снижается до 5–10°. Это явление, как уже отмечалось ранее, объясняется особенностями поведения коагуляционных контактов при сдвиге, обусловленным структурной перестройкой осадков в зоне сдвига и ростом порового давления при недренированном сдвиге.

При испытании осадков по схеме консолидированного дренированного сдвига кривая сдвига приобретает более прямолинейный характер (рис. 40, б), поскольку при таких испытаниях исключается влияние порового давления. Одновременно возрастает значение ϕ , достигая иногда величины 20–22°.

Следует отметить, что в глинистых осадках, обладающих высокой сжимаемостью, при испытаниях на сдвиг изменяется не только ϕ , но и величина структурного сцепления. Последнее связано с увеличением количества коагуляционных контактов с ростом нормального давления. Этот факт вместе с нелинейностью зависимости $\tau = f(\sigma)$ дает основание говорить о неприменимости теории Кулона–Моора для описания поведения глинистых образований с коагуляционными контактами.

При рассмотрении прочности на сдвиг глинистых пород зоны катагенеза важным является то, что по мере снижения количества коагуляционных контактов их поведение все больше приближается к сдвигу твердых тел. Характерным становится прямолинейный вид зависимости $\tau = f(\sigma)$ для обеих схем испытаний. Это объясняется тем, что с ростом прочности структурных связей и снижением пористости пород не происходит заметного изменения количества контактов при сдвиге. Кроме того, существенно снижается влияние порового давления и структурной перестройки глины в зоне сдвига. Поэтому глинистые породы из различных подзон катагенеза различаются только значениями ϕ и c , которые определяются в основном минеральным составом и степенью литификации пород. Так, величина структурного сцепления возрастает от 0,03–0,1 МПа в подзоне раннего катагенеза до 0,12–0,6 МПа в подзоне среднего катагенеза и 0,12–0,8 МПа в подзоне позднего катагенеза. Значение угла внутреннего трения в этих подзонах соответственно составляет 14–26°, 20–36° и 22–38°.

Значительный интерес представляет рассмотрение не только изменений ϕ и c от преобладающего типа контактов, но и особенностей деформирования различных глин при сдвиге под какой-то постоянной нормальной нагрузкой. Характер деформирования глин при сдвиге особенно хорошо прослеживается при кольцевом срезе. Получаемые при этих испытаниях данные свидетельствуют о том, что общий вид кривых $\tau = f(\sigma)$ во многом сходен с кривыми деформации при одноосном сжатии. Отличие заключается в том, что на кривых сдвига фиксируется не только максимальная (пиковая) прочность ненарушенной структуры (τ_{\max}), но и так называемая остаточная прочность (τ_{\min}), отвечающая сопротивлению породы на сдвиг после разрушения её первичной микроструктуры (рис. 41).

Как видно из графика, у глинистых осадков из подзоны позднего диагенеза при увеличении напряжения сдвига отмечается нелинейная деформация, носящая явно выраженный пластический характер (кривая 1, рис. 41). С ростом напряжения деформационный график постепенно выполаживается, что свидетельствует о пластическом течении породы при постоянной нагрузке, соответствующей пределу сдвиговой прочности структуры. Некоторое снижение прочности при относительных деформациях, превышающих 12–15%, связано с переориентацией структурных эле-

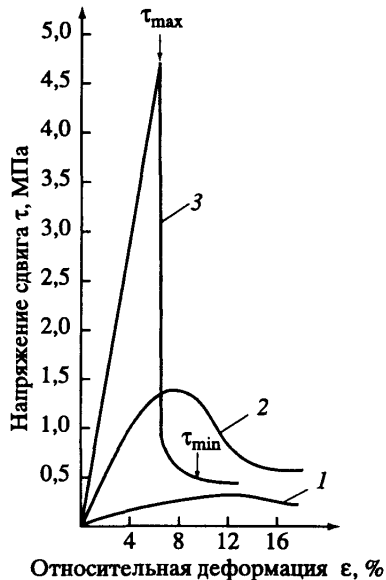
Рис. 41. Характер деформирования глин при сдвиге при постоянной нормальной нагрузке:

1 – глинистые осадки из подзоны позднего катагенеза,
2 – глинистые породы из подзоны раннего катагенеза,
3 – глинистые породы из подзон среднего и позднего катагенеза

ментов в зоне сдвига и уменьшением угла внутреннего трения. Следовательно, характерной особенностью глинистых систем с близкими коагуляционными контактами является слабая выраженность участка графика сдвига, соответствующего пиковой прочности осадка. Это объясняется легкой восстанавливаемостью коагуляционных контактов при деформациях, поэтому разрушение структур с такими контактами не происходит даже при сколь угодно больших значениях относительных деформаций.

Для тугопластичных и полутвердых глинистых пород со смешанными (коагуляционными и переходными) контактами, характерных для подзоны раннего катагенеза, на деформационном графике сдвига (кривая 2, рис. 41) отмечается небольшой линейный участок, который сменяется нелинейным участком, свидетельствующим о наличии пластического деформирования. При относительных деформациях, равных 8–12%, происходит разрушение структуры в зоне сдвига и падение прочности. Величина остаточной прочности составляет не менее 30–40% от пиковой. Подобный характер деформирования объясняется наличием у таких глин, помимо коагуляционных, необратимо разрушающихся переходных контактов, обуславливающих появление линейного участка в начале сдвига и значительную потерю прочности после разрушения структуры.

Породы подзон среднего и позднего катагенеза с прочными и необратимо разрушающимися переходными и фазовыми (кристаллизационными и цементационными) контактами имеют близкий характер разрушения при сдвиге. Для их деформационного графика характерно линейное (упругое) деформирование вплоть до хрупкого разрушения (кривая 3, рис. 41) при относительных деформациях 4–8%. Остаточная прочность намного меньше пиковой и составляет в зависимости от нормальной нагрузки 10–30% от её максимальной величины.



Реологические свойства

Испытания на прочность глинистых пород при одноосном сжатии и сдвиге проводятся в условиях относительно быстрого нарастания напряжения. В природных условиях процессы деформирования развиваются на несколько порядков медленнее и оцениваются в геологическом масштабе времени, что связано с замедленным ростом природных напряжений. Поэтому деформирование глинистых образований в условиях их естественного залегания носит в основном реологическую природу. Это обстоятельство имеет принципиальное значение при рассмотрении уплотнения пород и формирования микротрещиноватости.

Хорошо известно, что даже твердые и очень прочные тела, разрушающиеся хрупко при быстром приложении нагрузки, могут медленно деформироваться без разрыва сплошности при длительном внешнем воздействии. Таким образом, с позиции реологии даже высоко литифицированные глины по своему поведению могут относиться не к упругим, а пластично-вязким телам. Термобарическая обстановка, в которой находятся эти породы в земной коре, во многом способствует такому поведению.

Реологические процессы в породах развиваются под влиянием эффективных напряжений, которые концентрируются на контактах, а затем в течение определенного времени постепенно диссипируют – переходят в другие виды энергии, в частности, механическую, вызывая смещение структурных элементов по контакту. Поэтому контакты следует рассматривать как дефекты структурных пород, ответственные за ее реологическое поведение, подобно тому как дислокации определяют реологические свойства кристаллов. Этим объясняется тот факт, что реологические свойства часто называют структурно-механическими.

Изучением структурно-механических свойств различных структурированных тел занимается специальная научная дисциплина – физико-химическая механика, созданная трудами академика П.А. Ребиндера и его учеников (Ребиндер, 1979; Физико-химическая механика дисперсных структур, 1966; Физико-химическая механика природных дисперсных структур, 1985; Успехи коллоидной химии и физико-химической механики, 1992). Исходя из теоретических основ физико-химической механики, рассмотрим реологические свойства глинистых пород различной степени литификации.

Для свежееотложившихся илов подзоны раннего диагенеза наиболее характерной особенностью является внезапная потеря прочности при малейших динамических воздействиях (например, слабое землетрясение) или наличии небольших сдвигающих напряжений. После прекращения внешнего воздействия они проявляют тиксотропное восстановление прочности. С этим связано частое развитие оползней-потоков в илах на дне осадочных бассейнов, возникающих на пологих склонах крутизной всего лишь несколько градусов.

Общий вид полной реологической кривой илов показан на на рис. 42, а. Как видно из графика, в ненарушенном сложении в области малых сдвиговых напряжений структура осадка способна проявлять упругость энтропийного характера (участок I, рис. 42, а), связанную с взаимной ориентацией анизометричных структурных элементов. При достижении напряжения $\tau_{Шв}^*$, получившего название предела ползучести, ил переходит в стадию медленного вязкопластического течения типа ползучести, которое происходит практически без разрушения структуры (участок II, рис. 42, а) с наибольшей вязкостью, равной 10^7 – 10^8 Па·с. Ползучесть развивается в некотором интервале значений $\tau - \tau_{Шв}^*$, в пределах которого поведение системы может описываться на основании модели Шведова для вязкопластического течения:

$$\tau - \tau_{Шв}^* = \eta_{Шв} \dot{\gamma}, \quad (3.18)$$

где $\eta_{Шв}$ – дифференциальная вязкость, определяемая котангенсом угла наклона кривой на участке II, $\dot{\gamma}$ – скорость сдвига.

Переменная (эффективная) вязкость на этом участке находится из уравнения:

$$\eta_{эф} = \frac{\tau}{\dot{\gamma}} = \eta_{Шв} \frac{1}{1 - (\tau_{Шв}^* / \tau)} \quad (3.19)$$

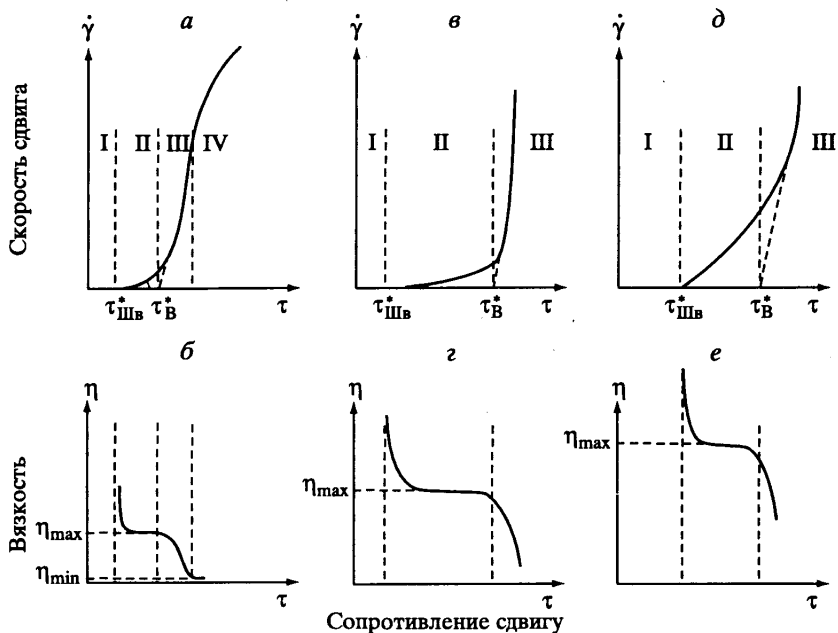


Рис. 42. Полные реологические кривые (а, в и д) и зависимости вязкости от сдвигающих напряжений (б, з, е):

а, б – илы подзоны раннего диагенеза; в, з – осадки подзоны позднего диагенеза; д, е – глины из подзоны раннего катагенеза

При достижении предельного напряжения сдвига τ_B^* , начинается быстрое разрушение структуры (разжижение) в небольшом интервале напряжений и система переходит в стадию вязкопластичного течения (участок III, рис. 42, а), описываемого моделью Бингама:

$$\tau - \tau_B^* = \eta_B \dot{\gamma}, \quad (3.20)$$

где η_B – бингамовская вязкость, определяемая котангенсом угла наклона III участка кривой; τ_B^* – бингамовское предельное напряжение сдвига, которое может рассматриваться как предел прочности структуры.

Дальнейшая деформация системы (участок IV, рис. 42, а) имеет характер течения с постоянной наименьшей пластической вязкостью, равной 10–30 Па·с. В этом состоянии осадок способен растекаться подобно вязкой жидкости.

Полная реологическая кривая может быть представлена также в виде зависимости эффективной вязкости от напряжения сдвига (рис. 42, б). Значение η_{\max} на этом графике соответствует вязкости илов с ненарушенной структурой, а η_{\min} – вязкости с полностью разрушенной структурой.

Реологические свойства илов можно объяснить, исходя из особенностей дальнейших коагуляционных контактов, широко распространенных в таких образованиях. Из-за небольшой прочности связей между структурными элементами, которая определяется вторым потенциальным минимумом, илы устойчивы только при небольших внешних напряжениях, не превышающих бингамовский предел напряжения

сдвигу. В этом состоянии скорость восстановления дальних коагуляционных контактов соответствует скорости их разрушения, а деформирование носит характер ползучести без потери прочности илов. Однако при достижении τ_B^* равновесие системы нарушается – идет лавинное разрушение структурных связей, которое не компенсируется их восстановлением. Вследствие этого уже при незначительном повышении скорости сдвига система переходит в состояние предельно разрушенной структуры и начинает течь с минимальной вязкостью. Но это состояние оказывается обратимым: при снижении скорости сдвига или полном его прекращении тиксотропное структурообразование начинает преобладать над процессом ее разрушения. Поэтому, спустя некоторое время после прекращения внешнего воздействия, прочность илов восстанавливается.

Реологические свойства глинистых осадков из подзоны позднего диагенеза определяются присутствием у них ближних коагуляционных контактов. Характерной особенностью этих отложений является склонность к устойчивым вязкопластическим деформациям в широком интервале напряжений, превышающих предел ползучести (рис. 42, в и г). Пластическое деформирование идет с постоянной наибольшей пластической вязкостью, равной 10^8 – 10^{12} Па·с. При этом не наблюдается разрушения или упрочнения структуры, поскольку происходит обратимое восстановление всех разрушенных коагуляционных контактов. Только при достижении предельного напряжения сдвига скорость деформирования резко возрастает, процесс разрушения структуры начинает превышать скорость ее восстановления и осадки могут проявлять признаки вязкого разрушения.

Глинистые породы подзоны раннего катагенеза при реологических испытаниях во многом ведут себя подобно осадкам из подзоны позднего диагенеза, поскольку у них частично сохраняются коагуляционные контакты. Отличие заключается в том, что с появлением в этих породах переходных контактов возрастает величина предела ползучести $\tau_{шв}^*$ (рис. 42, д и з), ниже которого порода проявляет упругие свойства. При преодолении $\tau_{шв}^*$ в породе развиваются вязкопластические деформации с постоянной наибольшей пластической вязкостью 10^{12} – 10^{14} Па·с, т.е. почти на два порядка большей, чем в пластичных осадках подзоны позднего диагенеза. При дальнейшем повышении напряжения сдвига ($\tau > \tau_B^*$) скорость разрушения структуры быстро нарастает, а вязкость падает, что приводит к полухрупкому разрушению породы.

Глинистые породы из подзон среднего и позднего катагенеза, у которых преобладают переходные и фазовые контакты, в обычных условиях деформируются упруго почти во всем диапазоне нагрузок. Однако в условиях длительного действия напряжений, измеряемого геологическим масштабом времени, и повышенной температуры, как уже отмечалось, они могут проявлять пластические деформации, деформируясь с очень высокой вязкостью (10^{15} – 10^{18} Па·с). С повышением дисперсности и температуры пород вероятность такого механизма деформирования возрастает.

Влияние температуры на ход деформирования проявляется прежде всего в том, что с ее ростом идет снижение локальных концентраций напряжений за счет вязкопластического смещения структурных элементов, что уменьшает вероятность образования микротрещин и их роста.

Пластическое деформирование сцементированных пород в зоне катагенеза следует рассматривать не только как механический, но и физико-химический процесс.

Большое влияние на его развитие оказывает адсорбционное понижение прочности твердых тел, известное в литературе как эффекта Ребиндера (Горюнов, Перцев, Сумм, 1966). Наиболее активно этот эффект проявляется при взаимодействии жидкой фазы с твердым телом в присутствии механических напряжений. В его основе лежит явление понижения удельной свободной поверхностной энергии твердых тел в результате адсорбции жидкой фазы, приводящее к облегчению пластического деформирования этого тела (адсорбционное пластифицирование).

Общие закономерности формирования свойств глин в процессе литогенеза

Подзона раннего диагенеза. Формирование и преобразование состава и первичной микроструктуры осадков начинается в процессе седиментогенеза и продолжается на всех стадиях литогенеза. В прибрежных и мелководных зонах бассейнов накапливаются осадки, обогащенные пелитовыми и песчаными частицами. Образование их первичной структуры идет путем гетерокоагуляции и приводит к появлению крупноячейистой микроструктуры, каркас которой образуют микроагрегаты и отдельные обломочные зерна. В глубоководных и гидродинамически спокойных зонах осадочных бассейнов формируется более однородный осадок с мелкоячейистой структурой и пористостью, достигающей 85–90%. Преобладание ячейистого строения у молодых осадков имеет термодинамическую природу и связано со стремлением дисперсной системы снизить свою поверхностную энергию. При ячейистом строении структурообразование происходит при минимальной концентрации твердой фазы в структурируемом объеме.

Связь между отдельными частицами внутри микроагрегатов в свежесформированном осадке осуществляется в основном через ближние коагуляционные контакты, в то время как между агрегатами преобладают дальние коагуляционные контакты, формирующиеся между относительно крупными структурными элементами в условиях стесненной коагуляции. Сила притяжения частиц на единичном контакте двух частиц микронного размера для дальнего коагуляционного контакта составляет не более $5 \cdot 10^{-10}$ Н, а ближнего – 10^{-8} Н (Ефремов, Усъяров, 1972; Ямлинский, Пчелин, и др., 1982; Осипов, 1979; Физико-химическая механика природных дисперсных систем, 1985).

Невысокая энергия молекулярных сил, действующих на коагуляционных контактах, и небольшое количество контактов в ячейистой структуре обуславливают исключительно низкую прочность молодых осадков и их специфическое поведение при деформировании. При незначительных напряжениях сдвига они способны проявлять вязкопластическое деформирование типа ползучести без разрушения структуры с предельной вязкостью равной 10^7 – 10^8 Па·с. При дальнейшем повышении напряжения или незначительных динамических воздействиях происходит лавинное разрушение коагуляционных контактов и потеря структурной связности – илы начинают течь подобно вязким жидкостям. Поэтому считается, что молодые осадки имеют скрытотекучую консистенцию. При прекращении внешнего воздействия они способны проявлять быстрое (тиксотропное) восстановление прочности.

В свежееотложившихся осадках 80–95% их объема занято водой. Влажность осадка может достигать 150–350%. Основная масса воды (75–80% от общего количества содержащейся в осадке воды) представляет свободную воду, которая заполняет крупные (10–100 мкм) и средние (1–10 мкм) по размеру межмикроагрегатные

микропоры – ячеи и частично тонкие (0,1–1,0 мкм) внутримикроагрегатные микропоры. Физически связанная вода составляет 20–25% от общей массы воды в осадке и образует граничные слои связанной воды на поверхности глинистых минералов толщиной до сотых, иногда десятых долей мкм. Она полностью перекрывает наиболее многочисленные межчастичные и внутримикроагрегатные ультрамикропоры (< 0,1 мкм) и существенно сокращает “живое” сечение тонких микропор. Несмотря на это проницаемость молодых осадков достаточно высокая и составляет 0,3–2 мД (табл. 2).

Практически сразу же после накопления осадков начинается процесс их уплотнения. В самом начале диагенеза уплотнение идет за счет физико-химических процессов, направленных на снижение свободной поверхностной энергии осадков. Это проявляется в самопроизвольном сжатии структуры осадка в результате синерезиса и старения коллоидов. При достижении мощности осадков нескольких десятков сантиметров и первых метров, наряду с физико-химическими процессами, начинает проявляться геостатическое уплотнение. Под влиянием веса вышележащих образований в осадке происходит медленное относительное смещение структурных элементов и их более плотная упаковка. Смещение идет в основном по наиболее слабым дальним коагуляционным контактам между микроагрегатами и сопровождается уменьшением пористости осадка за счет сжатия крупных межмикроагрегатных пор. Деформирование при уплотнении носит вязкопластический (ползучий) характер и контролируется скоростью отжатия свободной поровой воды. Поэтому при уплотнении таких осадков постоянно идет перераспределение общего напряжения между поровым и эффективным напряжениями.

В результате уплотнения уже к концу раннего этапа диагенеза пористость осадка снижается до 60–75%. Влажность падает до 45–95%, хотя ее значение остаётся выше верхнего предела пластичности (табл. 2). Сокращается содержание крупных межмикроагрегатных микропор.

Подзона позднего диагенеза. В подзоне позднего диагенеза геостатическое уплотнение становится основным фактором дальнейшего преобразования осадков. Уплотнение сопровождается постепенным наращиванием прочности структурных связей за счет упрочнения единичных контактов и увеличения их количества. Дальние коагуляционные контакты постепенно переходят в контакты ближней коагуляции. Осадки приобретают текучепластичную и мягкопластичную консистенцию и начинают проявлять ярко выраженные пластические свойства. Их прочность на одноосное сжатие достигает 0,03–0,5 МПа. Деформации носят в основном остаточный (пластический) характер, модуль общей деформации составляет 0,1–10 МПа. При медленном деформировании осадки проявляют вязкопластическое течение (ползучесть) с величиной вязкости ненарушенной структуры 10^8 – 10^{12} Па·с (табл. 2).

Сопrotивление осадков на сдвиг определяется специфическими свойствами коагуляционных контактов, трение на которых по своей природе носит граничный характер. Это обуславливает отклонение поведения осадков при сдвиге от классической теории Кулона-Моора. Важная особенность – криволинейный вид кривой сдвига, свидетельствующий об изменчивости значений ϕ и c с ростом нормальной нагрузки. Основными причинами такого поведения являются изменение количества контактов, структурная перестройка и рост порового давления при сдвиге. Специфическая природа сдвига обуславливает невысокие значения его параметров: величина структурного сцепления (c) варьирует в пределах 0,01–0,05 МПа, а значение ϕ – в пределах 5–18°.

В течение всего позднего этапа диагенеза осадки продолжают интенсивно уплотняться. Механизм уплотнения остаётся таким же как и в период раннего диагенеза. Сжимаемость сохраняется достаточно высокой. Об этом свидетельствуют значения коэффициента сжимаемости, равные $20-0,01 \text{ МПа}^{-1}$. Пористость осадков в конце позднего этапа диагенеза становится близкой к 35–45%. Наибольший вклад в объем порового пространства вносят мелкие и тонкие межмикроагрегатные микропоры. Снижение общей пористости и увеличение содержания мелких и тонких микропор в структуре порового пространства вызывает снижение проницаемости до $10^{-1}-10^{-3} \text{ мД}$.

Влажность осадков в конце позднего этапа диагенеза становится близкой к верхнему пределу пластичности или чуть ниже его, составляя 30-45%. По своему состоянию оставшаяся вода относится к физически связанной. Закачивается первая стадия дегидратации глинистых образований, в результате которой из осадка удаляется практически вся свободная вода. Общая масса отжатой свободной воды составляет 70–80% от первоначально запасенной осадком влаги.

Подзона раннего катагенеза. При переходе глин в подзону раннего катагенеза в них все еще преобладают коагуляционные контакты. Однако уже в верхней части подзоны и особенно в ее второй половине начинается процесс их постепенной трансформации в контакты переходного типа с прочностью на порядок превышающей прочность коагуляционных. Образование переходных контактов идет двумя путями. Первый путь – это утончение (отжатие) гидратных пленок на коагуляционных контактах с образованием между частицами ионно-электростатической связи, подобной той, какая существует между структурными слоями в слоистых силикатах. Второй – цементация пород и выделение на очень ограниченной площади контакта новой фазы – зародыша будущего цементационного контакта.

Смена характера структурных связей приводит к постепенному повышению прочности пород и изменению их состояния (табл. 2). Консистенция пород в пределах подзоны раннего катагенеза переходит из тугопластичной в полутвердую. При одноосном сжатии и испытании на сдвиг на начальном участке деформационных графиков появляется линейный участок, свидетельствующий об увеличении роли упругих деформаций. При возрастании нагрузок деформирование приобретает вид вязкопластичного течения, завершаемого полухрупким разрушением. Прочность пород на одноосное сжатие достигает 0,6–4,0 МПа. Модуль общей деформации изменяется в пределах $10-10^2 \text{ МПа}$, модуль упругости составляет около $3 \cdot 10^2 \text{ МПа}$. С появлением переходных контактов и истинного (внутреннего) трения на контактах частиц увеличиваются параметры сдвига. Структурное сцепление возрастает до 0,03–0,1 МПа, а угол внутреннего трения – до 14–26°. Значения вязкости ненарушенной структуры увеличиваются почти на два порядка и составляют $10^{12}-10^{14} \text{ Па} \cdot \text{с}$.

Уплотнение, интенсивно развивающееся в начале подзоны раннего катагенеза, к основанию подзоны заметно замедляется в связи с упрочнением структурных связей и началом цементации. Можно считать, что вблизи границы раннего и среднего этапов катагенеза завершается стадия свободного геостатического уплотнения пород, продолжавшаяся до образования в породах прочных структурных связей, и начинается стадия затрудненного уплотнения (табл. 2). Пористость пород к основанию подзоны раннего катагенеза достигает значений 16–25%. В структуре порового пространства преобладают (по объему) тонкие и мелкие межмикроагрегатные микропоры.

Продолжающееся уплотнение пород в подзоне раннего катагенеза вызывает дальнейшую дегидратацию и снижение влажности, которые происходят в основном за счет отжатия слабосвязанной и, прежде всего, осмотической воды. Механизм процесса заключается в выжимании гидратированных ионов диффузных слоев из ультрамикropор в более крупные поры с последующим отжатием их за пределы толщ под влиянием гидростатического напора. Этому противостоит осмотический массоперенос, направленный в сторону обезвоживающихся пород. В целом процесс отжатия поровых вод становится более сложным и связан не только с чисто механическими, но и физико-химическими явлениями. Это обуславливает дальнейшее понижение проницаемости и повышение экранирующих свойств глин. К основанию подзоны раннего катагенеза большая часть осмотически-связанной воды оказывается отжатой. Весовая влажность пород становится равной или чуть выше нижнего предела пластичности и составляет 10–18%.

Подзона среднего катагенеза. В подзоне среднего катагенеза превалирует цементация пород. Упрочнение пород обеспечивается постепенной трансформацией переходных контактов в фазовые. В пересчете на взаимодействие двух микронных частиц прочность таких контактов составляет не менее $4 \cdot 10^{-7}$ Н. Образование фазовых контактов идет за счет увеличения площади и прочности переходных контактов ионно-электростатической природы и превращение их в участки кристаллизационного срастания минералов, а также путем разрастания переходных (точечных) цементационных контактов с образованием новой минеральной фазы, цементирующей глинистые частицы и обломочные зерна.

С развитием цементации порода приобретает свойства твердого тела, деформирующегося преимущественно упруго вплоть до хрупкого разрушения. Модули упругости и общей деформации сближаются по своим значениям и составляют соответственно $5 \cdot 10^2$ – $8 \cdot 10^2$ и 10^2 – $3 \cdot 10^2$ МПа. Заметно повышается прочностные характеристики. Прочность на одноосное сжатие достигает 3–15 МПа, структурное сцепление при сдвиге – 0,12–0,6 МПа, угол внутреннего трения 20 – 36° (табл. 2).

Несмотря на повышение прочности, деформирование глин в условиях высокой температуры и давления продолжает носить вязкопластический характер и развивается в виде ползучести ненарушенной структуры с исключительно высокой вязкостью, равной 10^{15} – 10^{18} Па·с. Это дает основание считать, что в начале подзоны среднего катагенеза породы продолжают уплотняться без разрыва сплошности и образования микротрещин.

В середине среднего этапа катагенеза заканчивается вторая стадия дегидратации породы – удаление слабосвязанной воды. Влажность пород становится близкой к максимальной гигроскопической и, как правило, не превышает 5–8%.

Дальнейшая дегидратация пород связана с отжатием адсорбционно-связанной воды. Механизм ее удаления имеет термодинамическую природу и заключается в возрастании подвижности адсорбированных молекул воды с ростом температуры и переходе их в свободное состояние. Этот процесс начинается при температуре 65–70 °С, что чаще всего соответствует средней части подзоны среднего катагенеза, и продолжается в подзоне позднего катагенеза.

Трансформация адсорбционно-связанной воды в свободную оказывается важным событием в ходе литогенеза. С ней связан переход от прогрессивного хода литогенеза к его регрессивной стадии. До начала этого процесса идет непрерывное нарастание плотности пород, снижение их пористости и проницаемости. Одновременно растут экранирующие свойства глин как покрывающих. В средней части подзоны

среднего катагенеза проницаемость пород достигает минимальных значений (10^{-3} – 10^{-5} мД). Это обуславливается не только сильно уменьшившимся объемом пор, но и изменением структуры порового пространства: преобладающими становятся тонкие межмикроагрегатные микропоры и межчастичные и внутримикроагрегатные ультрамикропоры. Большая часть “живого” сечения этих пор оказывается перекрытым адсорбционно-связанной водой и не участвует в фильтрационном переносе влаги. Важным обстоятельством является также и то, что до середины среднего этапа катагенеза деформирование пород при уплотнении развивается по вязкопластическому механизму и не приводит к образованию микротрещин. В этих условиях фильтрационная проницаемость возникает только при высоких гидродинамических давлениях. Создаются условия благоприятные для образования anomalно высокого порового давления (АВПД).

Трансформация адсорбционно-связанной воды в свободную приводит к снижению экранирующих свойств глинистых толщ. С ее развитием активизируются процессы растворения и аутигенного минералообразования, включая гидрослюдизацию монтмориллонита и смешанослойных, происходит структурная перестройка породы и повышается неоднородность структуры, начинается развитие микротрещин. При интенсивном протекании процессов растворения в толще пород могут образовываться anomalные (разуплотненные) горизонты.

Принципиальное значение имеет ряд явлений, возникающих при трансформации прочносвязанной воды в свободную, а именно: а) протонизация образующейся свободной воды, обуславливающая ее высокую растворяющую способность б) снижение эффекта адсорбционного понижения прочности твердых тел (эффект Ребиндера), приводящее к возрастанию хрупкости пород, в) увеличение “живого” сечения пор при исчезновении граничных слоев адсорбированных молекул воды, вызывающее увеличение поровой проницаемости пород.

Таким образом, в пределах подзоны среднего катагенеза в породах происходят изменения, имеющие важное значение при оценке глинистых пород как покрышек. В верхней части подзоны условия литогенеза способствуют формированию у глинистых толщ наилучших изолирующих свойств и формированию АВПД. При переходе через изотерму равную 65 – 70 °С картина начинает меняться. В структуре породы возникают неоднородности в связи с развитием растворения и нового минералообразования, что приводит к образованию концентратов напряжений. Повышение хрупкости пород вызывает появление микротрещин. Последнее вместе с “раскрытием” ультрамикропор и тонких микропор и исчезновением граничных слоев связанной воды приводит к повышению проницаемости глинистых пород до 10^{-2} – 10^{-3} мД и снижению их экранирующих свойств.

Подзона нижнего катагенеза. В этой подзоне продолжают развиваться процессы, приводящие к деградации глинистых покрышек. С началом аргиллитизации идет процесс “срастания” глинистых частиц внутри микроагрегатов с образованием крупных поликристаллических сростков пластинчатой формы, что еще больше повышает неоднородность структуры пород. Наиболее ослабленными зонами оказываются границы контактирования поликристаллических сростков, по которым возникают микротрещины. По мере возрастания степени аргиллитизации их количество увеличивается, что вызывает дальнейшее снижение экранирующих свойств.

Несмотря на деграционные процессы, прочность пород остается высокой, а в ряде случаев увеличивается за счет разрастания площади фазовых контактов. Прочность на одноосное сжатие аргиллитов и алевролитов может составлять

5–60 МПа. Модуль упругости и общей деформации приобретают практически одинаковые значения, равные соответственно 10^3 и $8 \cdot 10^2$ МПа. Структурное сцепление при сдвиге достигает 0,12–0,80 МПа, а угол внутреннего трения – $22\text{--}38^\circ$ (табл. 2).

Механизм уплотнения снова претерпевает изменение. Геостатическое уплотнение становится крайне затруднительным. Все большую роль начинают играть раскристаллизация и частичная перекристаллизация вещества пород, в процессе которых образуются новые минеральные фазы, заполняющие поровое пространство. Поэтому уплотнение пород в подзоне позднего катагенеза происходит за счет совместного действия геостатического давления и кристаллизационных процессов (третья стадия процесса литогенетического уплотнения). К основанию подзоны пористость пород снижается до 2–4%, но одновременно возрастает трещинная пустотность.

Зона метагенеза. С развитием метаморфизации в зоне метагенеза усиливаются процессы перекристаллизации вещества пород. Идет активное преобразование структуры с развитием сланцеватости и кливажа.

Основным видом пустотности становятся микротрещины, развитие которых продолжается до определенных критических значений, после чего их рост прекращается и начинается “залечивание” вновь образующимся минеральным веществом. Небольшие изменения в плотности и пористости пород, которые происходят в этой зоне, связаны исключительно с процессами перекристаллизации пород.

* * *

Рассмотренные выше закономерности формирования свойств глинистых покрышек в ходе литогенеза основаны на обобщении имеющихся экспериментальных данных и теоретических предпосылок, вытекающих из физико-химической механики горных пород. Сделанные выводы носят генерализованный характер и должны адаптироваться к каждому конкретному нефтегазоносному бассейну, исходя из специфики состава глинистых образований, истории геологической эволюции бассейна и термобарических условий протекания литогенеза.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК

Глава 4

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК

Цикличность строения разрезов осадочных бассейнов

Глинистая порода-покрышка в осадочном нефтегазоносном бассейне представляет собой геологическое образование, отвечающее конкретному этапу в цикле осадочного процесса.

Работами целого ряда исследователей (Вассоевич, 1958; Нестеров, 1965) показано, что формирование и качество глинистых покрышек нефтегазоносных бассейнов тесно связаны с характером накопления нефте- и газопотенциального органического вещества, обусловленное фациальными условиями их образования и общегеологическим развитием бассейнов.

Первичные фациальные условия формирования осадка определяют его исходный минеральный состав, гранулометрию и геохимические особенности.

Разрезы осадочных бассейнов как в пределах древних, так и стабилизированных приподнятых участков молодых платформ, а также альпийских геосинклинальных поясов и активизированных погружающихся зон эпигерцинских платформ и орогенов, имеют отчетливо выраженное циклическое строение (Вассоевич, 1967; Прозорович, 1972; Ушатинский и др., 1970). Цикличность выражается в чередовании осадков, накопившихся в регрессивную фазу развития бассейна – аллювиально-го и прибрежно-морского генезиса, и в трансгрессивную фазу – осадков собственно морского генезиса.

В пределах хорошо изученного Западно-Сибирского бассейна (Ушатинский и др., 1970) периоды трансгрессии и регрессии, характерные для бассейна в целом, проявлялись на всей площади в виде чередования в разрезах песчано-алевролитовых и глинистых осадков континентального и морского генезиса. Характерно существенное преобладание морских осадков, что весьма благоприятно для нефтегазонакопления как с фациальных позиций, от которых зависит тип органического вещества и геохимия среды, так и с позиций оценки состава пород, определяющего качество коллекторов залежей углеводородов и их экранов.

Ряд исследователей (Вассоевич, 1967; Прозорович, 1972) указывают, что формирование наиболее мощных толщ глин, играющих впоследствии роль экранов, отвечает максимуму трансгрессии, когда морской бассейн занимал наибольшую площадь, а в составе глинистого материала, привносимого с суши, преобладали тонкодисперсные минералы с набухающей кристаллической структурой.

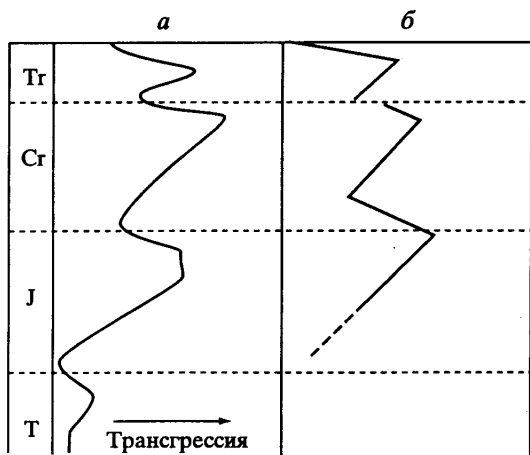


Рис. 43. Сравнение ритмичности планетарных волн трансгрессии и регрессии в мезозое-кайнозое (а) и соответствующих волн трансгрессий и регрессий в Западно-Сибирской низменности (б) (Прозорович, 1972)

Анализ разрезов осадочных бассейнов показывает, что в их основании залегают отложения руслового аллювия, которые сменяются вверх по разрезу осадками дельты, морского мелководья, шельфа и венчаются глинистыми осадками морского глубоководья (Страхов, 1949; Тимофеев, 1970; Прозорович, 1972; Ушатинский и

др., 1970). Седиментационные циклы периодически повторяются в пределах разреза осадочного бассейна, при этом постепенно нарастает доля трансгрессивных осадков вверх по разрезу. Детальное изучение разрезов осадочных серий, представляющих собой законченные циклы седиментации, позволяет выявить толщи тонкодисперсных, слабопроницаемых и непроницаемых глин-покрышек, которые разделяют пачки песчано-алевролитовых пород, являющихся возможными коллекторами нефти и газа.

Различные исследователи (Страхов, 1949; Успенская, 1952; Казаринов, 1963), изучая периодичность осадконакопления в истории Земли, выявили трансгрессивные эпохи, выразившиеся в пределах разрезов терригенных формаций в образовании однородных глинистых толщ. При этом наилучшие по своим свойствам региональные покрышки формировались в глубоководных морских условиях. В разрезах карбонатных формаций наиболее перспективными зонами образования покрышек являются регрессивные серии – области смены морских глубоководных карбонатных осадков глинистыми прибрежно-морскими.

Для Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (Прозорович, 1972) проведено сравнение максимумов и минимумов распространения моря в мезозойское время с планетарными волнами трансгрессий и регрессий (Страхов, 1949). Установлена отчетливо выраженная синхронность (рис. 43). При этом верхнеюрские и верхнемеловые отложения Западной Сибири экранируют многочисленные месторождения нефти и газа, являясь региональными покрышками. Подобная ритмичность сохраняется на Туранской и Скифской платформах, где отложения трансгрессивных комплексов, синхронные общепланетарным трансгрессиям, также региональные покрышки.

Таким образом, геологической основой для выявления регионально выдержанных глинистых покрышек являются установление ритмического строения разреза осадочного бассейна, определение стратиграфического положения трансгрессивных и регрессивных комплексов пород, знание палеоклиматической зональности и времени развития гумидных и аридных эпох в геологической истории. Выделение осадочных серий, представляющих законченный цикл седи-

ментации, позволяет наметить стратиграфические интервалы разрезов, где распространены слабопроницаемые породы-покрышки, а разделяющие их песчано-алевритовые отложения представляют собой нефтегазоносные комплексы (Казаринов, 1963).

Питающие провинции

Седиментогенез начинается мобилизацией осадочного вещества, осуществляемой гипергенными процессами, его последующей транспортировкой и накоплением в виде осадка в пределах седиментационного бассейна. Прилегающие к седиментационному бассейну континентальные блоки – это области сноса обломочного вещества и органического материала растительного происхождения. Спокойный тектонический режим и гумидный климат в областях сноса способствуют широкому развитию полных профилей кор выветривания на осадочных, метаморфогенных и изверженных породах (Ратеев, 1964). В зоне гипергенеза, в пределах кор выветривания, создаются условия для последовательного преобразования указанных комплексов пород за счет процессов окисления, гидратации, дегидратации, замещения и гидролиза породообразующих минералов.

Главным фактором, определяющим характер выветривания, является климат, а внутри климатических зон – рельеф территорий. Рельеф определяет условия водообмена, весьма важные при разложении пород. Эти факторы, а также состав и структура исходных пород влияют на состав продуктов выветривания (Страхов, 1960).

И.И. Гинзбургом (1963) показано, что породы разного состава дают различные продукты разложения. Он предложил общую схему изменения профилей выветривания кислых, основных и ультраосновных пород в зависимости от климата. Из схемы (рис. 44) видно, что коры выветривания одних и тех же пород, залегающие в пределах одного района (Южный Урал), но формировавшиеся в различных климатических зонах, имеют различный состав.

Продукты выветривания в зависимости от характера процесса их образования распадаются на две группы, образующиеся под влиянием: 1) физических и физико-химических процессов и 2) химических процессов (гидролитического разложения).

По времени образования зоны профиля кор выветривания могут быть как разновозрастными, так и разновозрастными. В древних корах выветривания сохраняются только нижние горизонты профиля, а верхние горизонты в большинстве случаев являются вторичными, наложенными. На рис. 45 показаны полные разрезы древних кор выветривания Тургайского прогиба и Украинского щита. В обоих случаях отчетливо проявляется зональное строение. На коренных породах развит горизонт монтмориллонитовых глин, выше гидрослюдистых, их сменяют хлоритовые и каолиновые глины (Лисицына, 1973).

Образование глинистых минералов в зоне выветривания носит стадийный характер. Первоначально возникают глинистые минералы сложного химического состава, при распаде которых формируются более простые по составу минералы. Конечные продукты распада – глинистые минералы, устойчивые в верхних горизонтах кор выветривания: каолинит, хлорит, иллит, вермикулит. Для нижних горизонтов кор выветривания характерно присутствие большого количества смешанослойных, преимущественно иллит-монтмориллонитовых минералов и монтмориллонита.

Породы	Влажные тропики и субтропики		Сухие тропики и субтропики		Теплый аридный климат
Кислые	Железистый каолинит	-----	Железистый каолинит	-----	Гидрослюда
	Каолинит		Каолинит		
	Гидрослюда		Гидрослюда		
	Зона выщелачивания		Зона выщелачивания		Зона выщелачивания
	Коренная порода		Коренная порода		Коренная порода
Основные	Железистый каолинит	-----	Железистый каолинит	-----	Гидрослюда
	Каолинит		Гидрослюда		
	Хлорит		Монтмориллонит		Монтмориллонит
	Гидрослюда				
	Коренная порода		Коренная порода		Коренная порода
Ультраосновные	Железистый каолинит	-----	Железистый каолинит	-----	Железистый каолинит
	Монтмориллонит		Монтмориллонит		Зона дезинтеграции
	Зона дезинтеграции		Зона дезинтеграции		
	Коренная порода		Коренная порода		Коренная порода

Рис. 44. Изменение профилей выветривания кислых, основных и ультраосновных пород в зависимости от климата

При этом разбухающие слоистые силикаты, такие как иллит-монтмориллонит и монтмориллонит с высоким содержанием разбухающего компонента развиваются преимущественно по магматогенным комплексам, а неразбухающие (иллит, железисто-магнезиальный хлорит и каолинит) формируются, в основном, за счет преобразования древних осадочных и метаморфогенных пород.

Накопление в осадочных образованиях минералов группы монтмориллонита и смешанослойных минералов с большим количеством разбухающих слоев происходит только в период спокойных тектонических эпох, способствующих длительному пребыванию пород в зоне гипергенеза и формированию полного профиля коры выветривания (Градусов, 1973). В эпохи интенсивного тектогенеза в седиментационные бассейны поступает слабо переработанный материал, значительно обогащенный иллитом и хлоритом.

Таким образом, необходимыми условиями мобилизации глинистого вещества в питающих провинциях являются стабильный тектонический режим и гумидный

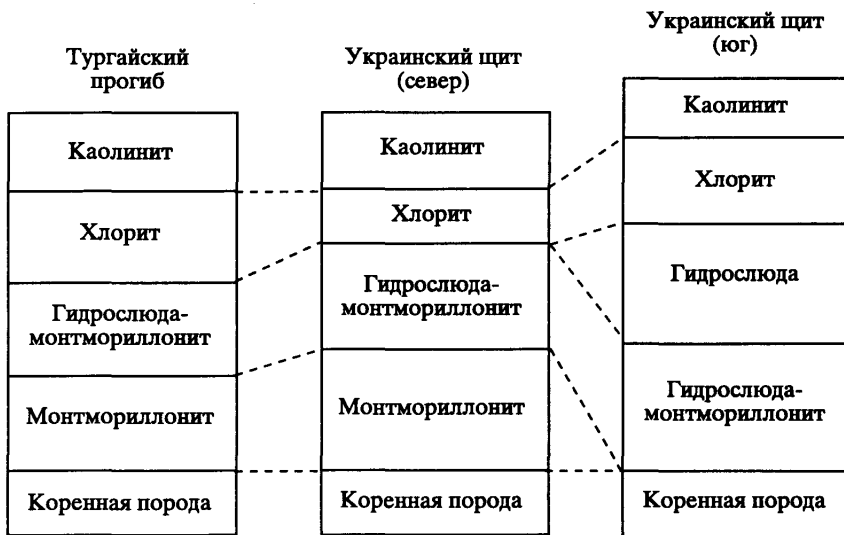


Рис. 45. Разрезы древних кор выветривания

климат, которые способствуют развитию гипергенных процессов с формированием полных профилей кор выветривания с горизонтами смешанослойных образований и монтмориллонита их в основании.

Эволюция бассейнов осадконакопления

Фациальная среда создает благоприятные условия для образования различных по литологическому составу покрывок, различающихся по своим свойствам. При этом мощность покрывок зависит от величины прогибания дна седиментационного бассейна при компенсированном осадконакоплении и возрастает к центру бассейнов. Максимальные мощности тяготеют к районам относительно глубоководных формаций (Прозорович, 1972).

Известно, что большинство крупнейших месторождений нефти и газа формировались в осадках, образованных в пределах шельфа и прилегающей части моря (Вассоевич, 1975). Причем, глинистые компоненты вместе с углеродистым органическим веществом поступали с суши в бассейн седиментации и осаждались в пределах трех основных батиметрических областей: а) прибрежно-морского мелководья и мелководной части шельфа, б) относительно глубоководной части шельфа, в) глубоководной части шельфа и прилегающей части моря. При этом происходило образование скоплений нефте- и газопроизводящей органики и накопление глинистых масс, в дальнейшем играющих роль покрывок.

Различия в условиях осадконакопления в пределах разных частей шельфа и собственно морского бассейна обуславливают формирование глинистых покрывок с различными экранирующими свойствами, тесно связанными с первичными генетическими признаками осадков. Именно фациальная среда седиментации определяет такую важную особенность глинистых покрывок, как их неоднородность. Так, наиболее однородные по литологическому составу покрывки, с минимальным содер-

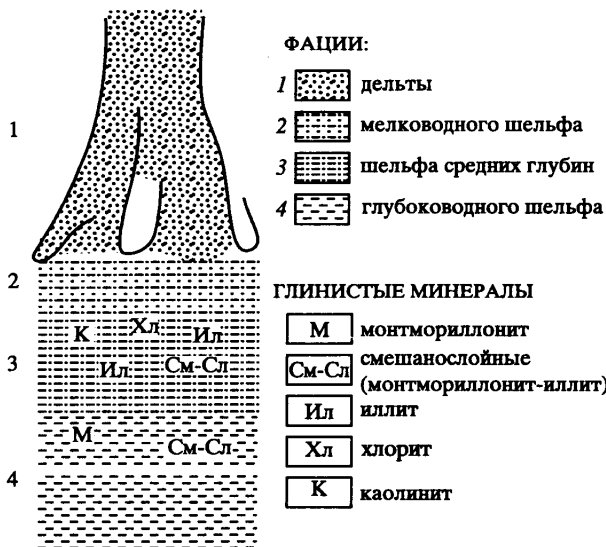


Рис. 46. Седиментационный нефтегазоносный бассейн в плане. Фации:

1 – дельты, 2 – мелководного шельфа, 3 – шельфа средних глубин, 4 – глубоководного шельфа. Глинистые минералы: М – монтмориллонит, См-Сл – смешанослойные (монтмориллонит-иллит), Ил – иллит, Хл – хлорит, К – каолинит

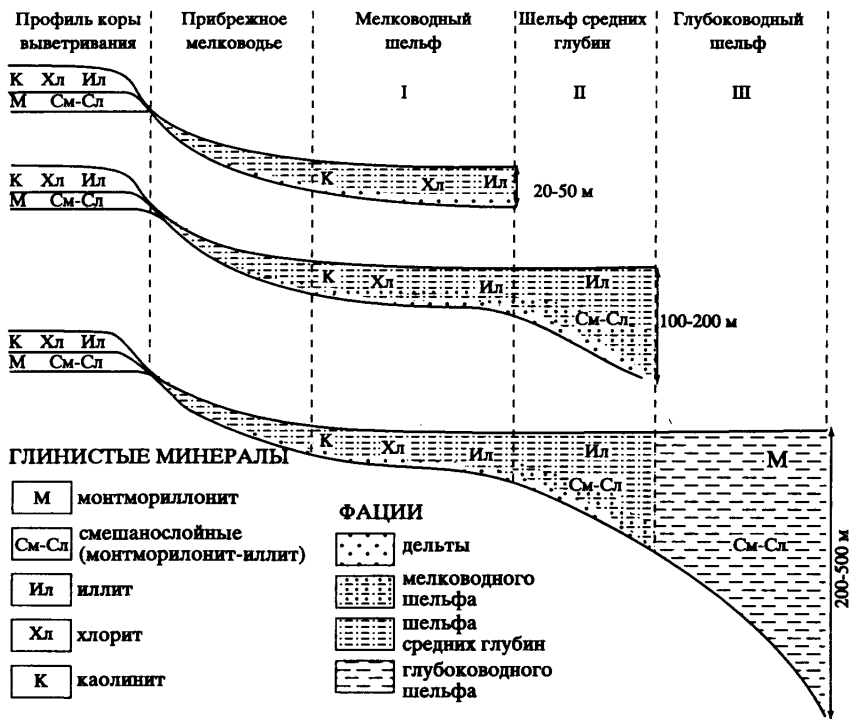


Рис. 47. Схема эволюции седиментационного бассейна. Этапы эволюции: I – начало трансгрессии, II – середина трансгрессии, III – максимум трансгрессии

жанием прослоев песчано-алевритовых пород, формируются в тех участках бассейна седиментации, которые расположены на удалении от береговой линии морских водоемов (глубоком шельфе и прилегающей части моря) и характеризуются спокойным гидродинамическим режимом наддонных вод (рис. 46).

Количество и мощность проницаемых прослоев в покрывках увеличиваются в направлении прибрежного мелководья и палеодельт рек. При уменьшении глубин осадочного бассейна ухудшается выдержанность глинистых толщ по мощности, увеличивается содержание песчаных и алевритовых прослоев, глины становятся менее дисперсными, а их строение – менее однородным (Прозорович, 1967).

На основе литолого-фациального анализа условий формирования глинистых толщ конкретных мезозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Сибирской, Скифской, Туранской, Русской платформ, Западной Африки, восточного и западного обрамления Атлантики можно предложить модель литолого-фациального формирования покрывок с различными экранирующими свойствами в зависимости от палеогеографических условий седиментации и общего геологического развития осадочного бассейна и прилегающей области континента.

Предлагаемая модель включает в себя три этапа эволюции седиментационного бассейна: начало трансгрессии, середина трансгрессии и максимум трансгрессии (рис. 47).

Начало трансгрессии. В начальную стадию развития нефтегазоносного бассейна в бассейн седиментации с континента привносится большое количество образованного в зоне гипергенеза глинистого материала верхних горизонтов кор выветривания в сочетании с обильным органическим веществом гумусового типа. Осадочные нефтегазоносные бассейны, аккумулирующие органическое вещество, развиваются в определенных физико-географических, климатических и тектонических условиях.

Необходимые условия формирования бассейна – его активное прогибание, а также развитие определенных физико-географических процессов. С этими процессами связано формирование речной системы и субаэральной дельтовой равнины. Речная система, включающая дренажный бассейн, аллювиальную долину и дельтовую равнину, служит поставщиком глинистого материала из области сноса в бассейн аккумуляции. Субаэральная дельтовая равнина входит в зону прибрежного мелководья, где действуют течения и волновые процессы (рис. 46, 47).

Осадочный материал из зоны выветривания поступает в бассейн осадконакопления. В зоне прибрежно-морской мелководной седиментации и мелководного шельфа, в условиях малых глубин (25–50 м) и активной динамики водной среды, вызванной деятельностью дельт, прибрежных течений и приливов, оседают песчано-алевритовые частицы вместе с гумусовым органическим веществом (рис. 47, I этап эволюции бассейна). Одновременно, в связи с условиями механической осадочной дифференциации, в осадок выпадают наиболее крупные глинистые частицы и их агрегаты, преимущественно каолинитового, хлоритового, иллитового составов, формирующиеся в верхних горизонтах кор выветривания (рис. 44). В обменном комплексе глинистых частиц преобладают двухвалентные катионы (кальций, магний), что способствует образованию крупных глинистых агрегатов. Осадки содержат песчаный и алевритовый материал в количестве от 40–50% до 70–80% (табл. 4). Активная динамика водной среды обуславливает косую слоистость, подчеркиваемую ориентированно расположенным органическим веществом и зернами песчаной и алевритовой размерности.

Таблица 4

Классификация глинистых покрышек по фаціальным условиям и экранирующим свойствам

Фаціальные условия	Минеральный состав	Преобладающий размер частиц, мкм	Литологическая однородность	Среднее содержание песчано-алевритового материала, %	Содержание карбонатного материала, %	Тип органического вещества
Область глубоководного шельфа и прилегающей части моря. Глубины 300–500 м. Спокойный гидродинамический режим	Монтмориллонит	< 0,1	Однородные	до 10	> 1	Сапропелевый
Область глубоководного шельфа. Глубины 200–300 м. Спокойный гидродинамический режим	Монтмориллонит, смешанослойные (иллит-монтмориллонит)	0,1–0,2	Однородные	10–20	> 1	Сапропелевый
Область среднего шельфа. Глубины до 200 м. Относительно спокойный гидродинамический режим	Смешанослойные (иллит-монтмориллонит), иллит	< 0,3	Преимущественно однородные	20–30	до 1–2	Сапропелевый
Область периферической части дельты (глубины до 100 м. Слабое влияние мутьевых потоков)	Иллит, смешанослойные (иллит-монтмориллонит)	0,3–1	Неоднородные, переслаиваются с алевритами	30–40	до 2–3	Сапропелево-гумусовый
Область мелкого шельфа. Глубина до 50–70 м. Относительно активная динамика	Иллит, каолинит, хлорит	0,5–3	Неоднородные, переслаиваются с алевритами, песчаниками	40–50	до 5	Гумусовый, смесь сапропелевого
Область подвижного прибрежного мелководья. Активная динамика. Глубина до 30–50 м.	Каолинит, иллит, хлорит	0,5–3	Неоднородные, переслаиваются с алевритами, песчаниками	50–70	до 5	Гумусовый
Область сильно подвижного прибрежного мелководья. Очень активная динамика. Глубина 20–30 м.	Каолинит, хлорит, иллит	0,5–10	Неоднородные, переслаиваются с алевритами, песчаниками	70–80	до 5	Гумусовый

Соотношение обменных катионов Na ⁺ /Ca ²⁺	Способность к трещиноватости	Проницаемость абсолютная по газу, мД	Коэффициент диффузии, см ² /сек	Проницаемость в пластовых условиях		Мощность покрышки	Класс
				газ	нефть		
6-12	Очень слабая	10 ⁻⁵	10 ⁻¹⁰ -10 ⁻⁹	Непроницаемая	Непроницаемая	Единицы-десятки метров, надежно экранируют нефть, газ	I
4-12	Очень слабая	10 ⁻⁵	10 ⁻¹⁰ -10 ⁻⁹	Непроницаемая	Непроницаемая	Единицы-десятки метров, надежно экранируют нефть, газ	II
3-5	Слабая, имеются микротрещины	10 ⁻⁴	10 ⁻⁸ -10 ⁻⁷	Диффузионно слабо проницаемая	Непроницаемая	Десятки метров, не надежно экранируют газ, надежно нефть	III
2-4	Средняя, имеются микротрещины	10 ⁻³	10 ⁻⁷ -10 ⁻⁶	Диффузионно проницаемая	Непроницаемая	Десятки метров надежно экранируют нефть	IV
1-3	Средняя, имеются микротрещины	10 ⁻²	10 ⁻⁶ -10 ⁻⁵	Диффузионно проницаемая, фильтрационно-проницаемая	Диффузионно слабо проницаемая	Десятки метров, надежно экранируют нефть	V
~ 1	Повышенная, имеются микротрещины	10 ⁻²	> 10 ⁻⁵	Фильтрационно-проницаемая	Фильтрационно-проницаемая	Самостоятельно не экранируют нефть и газ	VI
~ 1	Повышенная, имеются микротрещины	< 10 ⁻¹	> 10 ⁻⁵	Фильтрационно-проницаемая	Фильтрационно-проницаемая	Самостоятельно не экранируют нефть и газ	VII

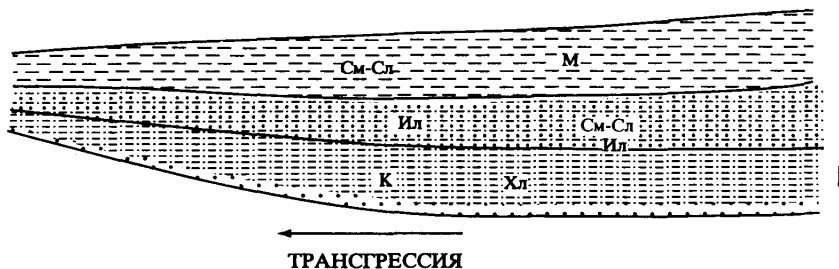
Таким образом, в условиях прибрежного мелководного шельфа формируются прослой глин небольшой мощности (3–5 м) с примесью песчано-алевритового материала, сложенные, главным образом, каолинитом, а также хлоритом и иллитом.

Середина трансгрессии. При постоянном прогибании бассейна седиментации идет дальнейшее развитие трансгрессии. Осадконакопление глинистого материала происходит в условиях средних глубин шельфа (100–200 м) и в периферической части дельты (рис. 47, II-й этап эволюции бассейна). В пределах периферической части дельты, окружающей подножие подводной дельты, накапливаются довольно однородные глинистые и слабоалевритистые (содержание песчано-алевритовых зерен 20–40%) осадки, образование которых связано с поступлением тонкодисперсного материала со стороны дельты (рис. 46, 47). В условиях слабой динамики водной среды, отлагается относительно однородный и выдержанный по литологическому составу осадок, имеющий горизонтальную слоистость, подчеркиваемую послойными скоплениями тонкой сапропелево-гумусовой органики. В бассейн седиментации на данном этапе его развития поступают глинистые компоненты из средних горизонтов кор выветривания, испытывавшие более глубокую механическую осадочную дифференциацию. Это приводит к накоплению более отсортированного тонкодисперсного материала преимущественно иллитового и смешанослойного (иллит-монтмориллонитового) состава. В поглощенном комплексе глинистых минералов также, как и в мелководных осадках преобладают двухвалентные катионы кальция. Глинистый материал в определенные периоды оседает совместно с большим количеством тонкой гумусовой органики, скопление которой обуславливает формирование газопотенциальных осадков, аналогичных черным сланцам окраин Атлантического океана (Тимофеев, Еремеев, Боголюбова 1985).

Максимум трансгрессии. В трансгрессивную стадию развития бассейна седиментации осадконакопление глинистого материала происходит, главным образом, в пределах глубоководной части шельфа и в прилегающем морском водоеме на значительном удалении от береговой линии, куда практически не поступает песчано-алевритовый материал. Область осадконакопления характеризуется гидродинамически спокойным режимом наддонных вод и накоплением осадков с горизонтальной слоистостью, выдержанных по простиранию, со специфическим глубоководным комплексом фауны. Глубины образования осадков колеблются в пределах от 200 до 500 м (рис. 47, III-й этап эволюции бассейна).

Глинистый материал на этой стадии развития бассейна поставляется из наиболее глубоких горизонтов профилей кор выветривания областей сноса, где преимущественное распространение имеют монтмориллониты и смешанослойные минералы иллит-монтмориллонитового состава. В соответствии с условиями осадочной механической дифференциации, частицы монтмориллонита и смешанослойных минералов, обладая наименьшими размерами, поступают в наиболее удаленные от берега и глубоководные участки бассейна. Здесь, в условиях гидродинамически спокойного режима наддонных вод, они оседают на дно бассейна. В поглощенном комплексе осаждающихся минералов преобладают одновалентные (преимущественно Na^+) катионы. Это создает условия для формирования однородных тонкодисперсных осадков, образующих впоследствии надежные экраны.

Рассмотренная модель формирования покрывок отвечает представлениям ряда авторов (Weaver, 1960; Нестеров и Ушатинский, 1971), согласно их данным, в большинстве нефтегазоносных бассейнов в верхних максимально трансгрессивных частях разрезов залегают наиболее тонкоотмученные и мощные горизонты глиен с



ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

М	монтмориллонит
См-Сл	смешанослойные (иллит-монтмориллонит)
Ил	иллит
Хл	хлорит
К	каолинит

ФАЦИИ

	дельты
	мелководного шельфа
	шельфа средних глубин
	глубоководного шельфа

Рис. 48. Распределение глинистых минералов при эволюции нефтегазоносного осадочного бассейна в разрезе

высоким содержанием монтмориллонитовых минералов. Эти отложения соответствуют фации глубоководных шельфовых морских осадков, завершающих полный цикл осадконакопления (рис. 48). Средняя часть разреза сложена глинами с примесью мелкоалевритового материала и минеральными компонентами смешанослойного илит-монтмориллонитового и иллитового состава, накопившимися с условиями средних глубин. Низы разреза сложены алевритистыми глинами и алевролитами, преимущественно хлоритового и иллитового состава, формировавшимися в обстановке прибрежно-подвижного мелководья, и отвечают началу трансгрессивного этапа развития бассейна осадконакопления.

Подводя итог сказанному, можно сделать вывод, что первичные фациальные условия накопления глинистых отложений определяют:

1. Гранулометрический состав осадка – соотношение содержания песчано-алевритовой и глинистой фракций. Формирование гранулометрического состава обусловливается гидродинамическим режимом наддонных вод бассейна осадконакопления, от которого зависят условия механической дифференциации осадочного материала. Глины с высоким содержанием частиц песчано-алевритовой размерности формируются в прибрежной мелководной зоне и мелководной части шельфа ближе к дельтам рек, более тонкодисперсные глины с незначительным содержанием песчано-алевритового материала осаждаются в более удаленных и глубоководных частях бассейна седиментации.

2. Минеральный состав глин, обусловленный климатическими условиями и характером тектонической активности в пределах области сноса, а также минералогической дифференциацией при седиментогенезе в бассейне осадконакопления.

3. Состав и содержание комплекса поглощенных катионов Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , отношение содержания $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ в поглощенном комплексе и емкость поглощения,

зависящие от фациально-геохимической среды седиментации. В прибрежной зоне вблизи дельт глинистые минералы содержат значительное количество двухвалентного катиона кальция, способствующего образованию крупных агрегатов глинистых частиц, что сказывается на первичной структуре глинистого осадка. В более глубоководных условиях глинистые частицы содержат преимущественно одновалентные катионы натрия, которые вызывают диспергацию глинистого материала осадков. Эти осадки обладают тонкодисперсной структурой и большей емкостью поглощения (Прозорович, 1972).

Классификация глинистых покрышек по фациальным условиям образования и экранирующим свойствам

В настоящее время существует несколько классификаций глинистых покрышек месторождений нефти и газа. Все они разработаны для определенного региона и основаны на подразделении покрышек по какому-то одному или нескольким характерным признакам. Наибольшее распространение получили классификации, разработанные различными авторами для Западной Сибири. Так Б.П. Филипповым (1964) применительно к верхнеюрским и нижнемеловым глинистым толщам, экранирующим залежи газа в Березовском районе, выделены истинные покрышки и полупокрышки, различающиеся по проницаемости. Истинные покрышки имеют однородный минеральный состав и емкость поглощения выше 30 мг-экв на 100 г породы, для них характерно резкое преобладание обменного натрия над кальцием. Полупокрышки характеризуются пестрым составом глинистых минеральных компонентов и преобладанием обменного кальция.

Т.Ф. Антоновой (1966) разработана классификация глинистых покрышек месторождений углеводородов центральной части Западно-Сибирской низменности. В классификации содержится схематическое описание минерального состава глинистых толщ юрского возраста и сведения по плотности глин, содержанию в них песчано-алевритовой фракции, соотношению в поглощенном комплексе катионов натрия и калия.

Г.Э. Прозоровичем (1972) была разработана классификация глинистых покрышек с учетом их диффузионной, фильтрационной и трещинной проницаемости. Под глинистой покрышкой нефти и газа он подразумевает толщу преимущественно слабопроницаемых пород различного состава и генезиса, диффузионная, фильтрационная и трещинная проницаемость которых в пределах гипсометрически наивысших частей ловушек углеводородов достаточно низка. Это создает условия, при которых эта толща задерживает значительную часть углеводородов в перекрываемом коллекторе. В основу классификации покрышек Г.Э. Прозоровичем (1972) положена степень литологической неоднородности и характер распространенности покрышек в пределах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Исходя из этих признаков им выделены однородные и неоднородные глинистые и песчано-алеврито-глинистые покрышки, характеризующиеся различными пределами изменения суммарных мощностей песчаников и алевролитов в процентах от общей мощности покрышки. Указанный параметр зависит от количества и мощности прослоев песчаников и алевролитов и является весьма информативным при прогнозе глинистых покрышек в слабо изученных бурением районах. Кроме того глинистые покрышки в классификации Г.Э. Прозоровича (1972) подразделены по площади рас-

пространения. В пределах Западно-Сибирского бассейна выделены региональные, зональные и локальные глинистые покрывки. При их описании приводятся сведения о составе, эпигенетическом преобразовании глинистых минералов в различных зонах литогенеза, а также сведения о их плотности, пористости и других свойствах.

Рассмотренные выше классификации основываются на определенных показателях глинистых толщ и не учитывают общие закономерности литолого-генетических изменений, связанных с фаціальными факторами. Между тем фаціальные условия являются важнейшим критерием формирования определенных типов покрывок и могут рассматриваться в качестве фундаментального признака при их классификации. С фаціальными условиями тесно связана геохимическая среда осадко-накопления, от которой зависит состав и содержание комплекса поглощенных катионов, аутигенное минералообразование, состав и количественное содержание органического вещества. Первичные фаціальные признаки оказывают существенное влияние на преобразование осадков в ходе литогенеза, обуславливая специфику изменения их минерального состава, пористости, проницаемости и развития микро-трещиноватости с глубиной. Все это свидетельствует о том, что фаціальные особенности глинистых толщ, наряду со спецификой микростроения глин на горно-подножном уровне – решающие факторы оценки глинистых экранов.

Исходя из изложенного, нами разработана классификация глинистых покрывок нефтяных и газовых месторождений по фаціальному признаку, охватывающая глинистые отложения от глубоководной фации до осадков сильно подвижного прибрежного мелководья (табл. 4).

Из классификации следует, что глинистые отложения области глубоководного шельфа и прилегающей части моря, формирующиеся на глубинах 300–500 м в условиях спокойного гидродинамического режима, характеризуются однородным строением, преобладанием монтмориллонита в составе глинистых минералов с размером частиц $< 0,1$ мкм, содержанием алевритового материала до 10%, карбонатов – более 1% и органического вещества сапропеллевого типа. Мощность толщ от единиц до десятков метров. В обменном комплексе преобладают катионы Na^+ , отношение $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ составляет 6–12. В процессе литогенеза до глубины 5000 м способность этих глин к микро-трещиноватости слабая. Проницаемость покрывок, сложенных ими, составляет для газа 10^{-5} мД, коэффициент диффузии – 10^{-10} – 10^{-9} см²/сек. Рассматриваемые глинистые отложения формируют покрывки I класса, надежно экранирующие месторождения нефти и газа (табл. 4).

Отложения области глубоководного шельфа накапливаются на глубинах 200–300 м в условиях спокойного гидродинамического режима, образуя однородные толщи мощностью до нескольких десятков метров. Среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит и смешанослойные (иллит-монтмориллонит) образования с размерами частиц 0,1–0,2 мкм. Содержание песчано-алевролитового материала не превышает 10–20%, карбонатов – более 1%, органическое вещество представлено образованиями сапропеллевого типа. Микро-трещиноватость в процессе литификации развивается слабо. Абсолютная проницаемость по газу составляет 10^{-5} мД, коэффициент диффузии равен 10^{-10} – 10^{-9} см²/сек. При литификации глинистые отложения области глубоководного шельфа образуют глинистые покрывки II класса, непроницаемые для нефти и газа (табл. 4).

Отложения области среднего шельфа накапливаются на глубинах до 200 м в условиях относительно спокойного гидродинамического режима и образуют преимущественно однородные глинистые толщи мощностью до нескольких десятков мет-

ров. В глинистой фракции осадков преобладают смешанослойные (иллит-монтмориллонитовые) образования и иллит с размерами частиц не менее 0,3 мкм. Содержание песчано-алевритового материала составляет 20–30%, карбонатов 1–2%, среди органических остатков преобладают сапропелевые образования. Соотношение обменных Na^+ и Ca^{2+} составляет 3–5. При литификации проявляют слабую микротрещиноватость и характеризуются следующими экранирующими свойствами: абсолютная проницаемость по газу 10^{-4} мД, коэффициент диффузии 10^{-8} – 10^{-7} см²/сек, что делает их непроницаемыми для нефти и диффузионно слабопроницаемыми для газа. По своим экранирующим свойствам они относятся к покрышкам III класса (табл. 4).

Отложения области периферической части дельты накапливаются на глубинах до 100 м в условиях слабого влияния мутьевых потоков. Они образуют толщу глинистых осадков, переслаивающуюся с алевритом, общей мощностью до нескольких десятков метров. Глинистая фракция осадков представлена в основном иллитом и смешанослойными (иллит-монтмориллонитовыми) образованиями с размером частиц от 0,3 до 1 мкм. Содержание песчано-алевритового материала составляет 30–40%, карбонатов 2–3%, имеются примеси органики сапропеллево-гумусового типа. Соотношение обменных Na^+ и Ca^{2+} равняется 2–4. В процессе литогенеза способны формировать умеренную микротрещиноватость. Абсолютная проницаемость образованных ими покрышек составляет по газу 10^{-3} мД, коэффициент диффузии 10^{-7} – 10^{-6} см²/сек, что дает основание относить их к покрышкам IV класса, диффузионно проницаемых для газа и непроницаемых для нефти (табл. 4).

Отложения области мелкого шельфа накапливаются на глубинах до 50–70 м в условиях относительно активной динамики водной среды с образованием неоднородных толщ мощностью до нескольких десятков метров переслаивания глинистого, алевритового и песчаного материалов. Глинистые прослои имеют полиминеральный состав с преобладанием в глинистой фракции ненабухающих минералов (иллит, каолинит, хлорит) с размером частиц 0,5–3 мкм. Содержание песчано-алевритовой фракции составляет 40–50%, карбонатов до 5%, имеется органика гумусового типа с примесью сапропелевого. Соотношение обменных катионов $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ составляет 1–3. В ходе литогенеза могут приобретать микротрещиноватость и формировать покрышки со следующими экранирующими показателями: абсолютная проницаемость по газу 10^{-2} мД, коэффициент диффузии 10^{-6} – 10^{-5} см²/сек. Образующиеся покрышки являются проницаемыми для газа и слабопроницаемыми для нефти, что позволяет относить их к V классу (табл. 4).

Отложения подвижного прибрежного мелководья формируются на глубинах до 30–50 м в условиях активной динамики водной среды. Они образуют неоднородные толщи осадков, мощностью до нескольких десятков метров, представляющих переслаивание глинистых прослоев с алевритовыми и песчаными. Глинистые прослои содержат до 50–70% песчано-алевритового материала, до 5% карбонатов и незначительную примесь органики гумусового типа. Глинистая фракция имеет полиминеральный состав с преобладанием ненабухающих минералов (каолинита, хлорита, иллита) с размером частиц 0,5–3 мкм. Соотношение обменных Na^+ и Ca^{2+} не превышает 1–3. Абсолютная проницаемость толщи в литифицированном состоянии по газу 10^{-2} мД, коэффициент диффузии чуть более 10^{-5} см²/сек, характерна значительная микротрещиноватость. Покрышки, формирующиеся из отложений мелкого шельфа, самостоятельно не экранируют залежи углеводородов и по своим экранирующим свойствам относятся к VI классу (табл.4).

Отложения области сильно подвижного прибрежного мелководья формируются на глубинах 20–30 м в условиях активной гидродинамики. Образующиеся из них при литификации толщи имеют неоднородное строение и состоят из пылеватых глин с прослоями пылеватого и песчаного материала. Прослой пылеватых глин содержат до 70–80% песчано-алевритового материала, до 5% карбонатного материала и примесь органического вещества гумусового типа. Среди глинистых минералов преобладают каолинит, хлорит и иллит с размерами частиц 0,5–10 мкм. Отношение обменных $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ не превышает 1. При литификации эти образования склонны к микротрещиноватости. Абсолютная проницаемость толщ по газу составляет $<10^{-1}$ мД, коэффициент диффузии немного более 10^{-5} см²/сек. Глинистые толщи, сформированные в области сильно подвижного прибрежного мелководья, не способны самостоятельно экранировать нефть и газ. По своим экранирующим свойствам они относятся к покрывкам VII класса (табл.4).

Как видно из приведенной классификации, экранирующие свойства покрывок закономерно изменяются в зависимости от фациальных условий формирования. Последние отражаются как на составе глинистого материала, так и на характере строения образующейся толщи глинистых осадков и наличия в ней хорошо проницаемых прослоев песчано-алевритового состава. Наиболее однородные по литологическому составу покрывки I и II класса формируются в зонах бассейнов менее всего подверженных влиянию гидродинамических воздействий. Для них характерно минимальное содержание песчано-алевролитового материала, преобладание тонкодисперсных глинистых минералов с разбухающей кристаллической решеткой и высокое содержание обменного натрия в поглощенном комплексе. Покрывки I и II классов образуют группу покрывок, являющихся хорошими экранами как для залежей нефти, так и газа.

При переходе в область среднего шельфа и периферической части дельты отложения становятся менее однородными: в образующихся здесь толщах осадков увеличивается содержание песчано-алевритовых прослоев, среди глинистых минералов, наряду со смешанослойными образованиями (иллит-монтмориллонитового типа), распространен ненабухающий минерал иллит. Глинистые покрывки III и IV классов, сформировавшиеся в процессе литогенеза из этих осадков, образуют группу покрывок среднего качества, не проницаемых для нефти и диффузионно проницаемых для газа.

Количество и мощность проницаемых прослоев песчано-алевритового состава существенно увеличивается в осадках мелкого шельфа и прибрежного мелководья, где накапливаются наиболее неоднородные и опесчаненные отложения. В глинистых прослоях наряду с увеличением песчано-алевритовой фракции преобладают ненабухающие минералы: иллит, каолинит, хлорит. Глинистые покрывки V–VII классов, сформировавшиеся в этих условиях, обладают низкими экранирующими свойствами и самостоятельно не образуют надежных экранов углеводородных залежей.

Таким образом фациальный принцип может быть надежной и универсальной основой для классификации глинистых покрывок и прогнозирования их экранирующих свойств.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Основные критерии фациального анализа

Как было показано в предыдущей главе, экранирующие свойства глинистых покрышек определяются фациальными условиями их накопления, отражающими стадию седиментогенеза. Восстановление первичных условий накопления осадков позволяет рассмотреть ход седиментогенеза и геологическую историю нефтегазонасного бассейна, поскольку в осадках запечатлены основные геологические события регионального масштаба.

Условия и специфика осадконакопления отражены в первичных генетических признаках осадка, преобразованного в последующие стадии в бассейне породообразования в породу.

Таким образом, глинистые породы-покрышки содержат первичные генетические признаки, отражающие их происхождение, и вторичные, характеризующие более позднюю историю.

Для установления фациальной принадлежности глинистых пород-покрышек необходимо применить комплексный методологический подход, основанный на анализе и синтезе первичных генетических признаков осадков, отраженных в породе и характеризующих условия седиментации. Это метод литолого-фациального анализа, опирающийся на принцип актуализма и разработанный трудами Ю.А. Жемчужникова (1947), П.П. Тимофеева (1969) и других для осадочных формаций. В основе его лежит выявление в породе генетических признаков, среди которых главнейшими являются:

1. Гранулометрический состав породы – дисперсность осадочного материала, отражающая процесс механической дифференциации осадка.
2. Текстурные признаки породы (характер слоистости), характеризующие динамику среды осадконакопления.
3. Емкость и состав поглощенного комплекса, определяемые геохимией среды осадконакопления.
4. Состав фауны – мелководный, глубоководный.
5. Наличие или отсутствие примеси органического вещества, в том числе наземного, свидетельствующего о глубине бассейна и близости области сноса.
6. Содержание минеральных компонентов, в том числе легких и тяжелых минералов, обусловленное источниками питания.
7. Степень карбонатности и наличие аутигенных образований, характеризующих среду осадконакопления.

Генетическая природа осадков запечатлена в вещественном составе пород, что отчетливо выявляется при детальных микроскопических, рентгенометрических и химических исследованиях.

Совокупность всех признаков позволяет судить о природе осадка, динамике среды осадконакопления и сопоставить с осадконакоплением в современных ландшафтах – зонах дельт, морских побережий и морского глубоководья.

Восстановление природы каждого слоя в отдельности, выявление закономерной смены слоев в разрезе и на площади, позволяет проследить эволюцию

процесса осадконакопления на протяжении определенного возрастного интервала.

Элементарная палеогеографическая единица – фация. Под фацией понимается не только комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в которых сформировались один или несколько родственных генетических типов осадка, но и сами осадки, обладающие соответствующим комплексом первичных генетических признаков (Тимофеев, 1969).

Все многообразие глинистых покрывшек, отличающихся по своим экранирующим свойствам, сводится к трем главнейшим фациальным комплексам осадков.

1. Фация глинистых осадков глубоководной части шельфа и прилегающего морского бассейна – покрывшки I и II класса.

Отложения обладают следующими главнейшими генетическими признаками: высокой степенью дисперсности осадочного материала и ничтожной примесью частиц алевритовой размерности, горизонтальной слоистостью, отражающей спокойные условия седиментации при отсутствии глубоководной фауны, примесью сапропелевой органики водорослевого типа, наличием аутигенных доломитов, небольшое содержание минералов тяжелой и легкой фракции. Среди минеральных компонентов глин преобладают монтмориллонит и смешанослойные (иллит-монтмориллонитовые) образования (см. табл. 4).

2. Фация глинистых и глинисто-алевритовых осадков шельфа средних глубин и периферической части подводной дельты – покрывшки III и IV класса.

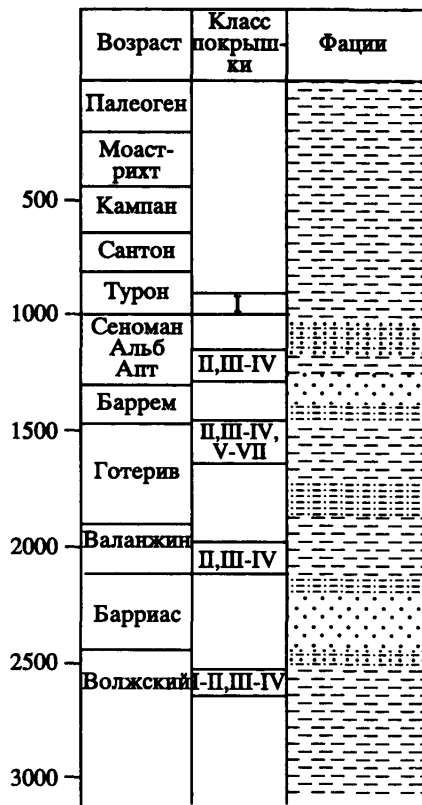
Для отложений характерны следующие главнейшие генетические признаки: глины слабоалевритовые, среди минеральных компонентов наряду с монтмориллонитом и смешанослойными (монтмориллонит-иллитами) в значительном количестве присутствует иллит. Характерна горизонтальная и горизонтально-волнистая, участками мелкая, косая штриховатая, выполаживающаяся и прерывистая слоистость, редкие текстуры взмучивания и оползания; присутствие сапропелевой органики водорослевого типа и растительной – гумусового типа, а также аутигенных доломитов; заметная примесь минералов тяжелой и легкой фракции.

3. Фация глинисто-алевритовых и алевритовых осадков мелководного шельфа и прибрежного подвижного мелководья – покрывшки V, VI, VII класса.

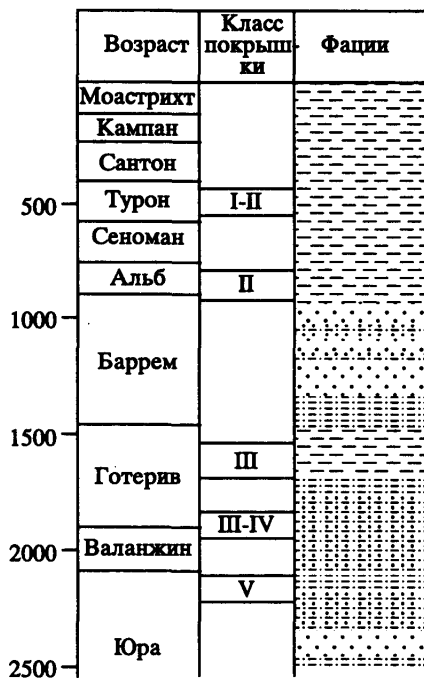
Отложениям присущи следующие главнейшие генетические признаки: глины содержат значительную примесь алеврито-песчаного материала (глины алевритистые, алевролиты глинистые); среди минеральных компонентов преобладают каолинит, хлорит, иллит; характерны косослоистые текстуры (косая одно- и разнонаправленная слоистость, мелкая косая штриховатая и прерывистая слоистость), текстуры взмучивания и оползания. Текстуры отражают активную гидродинамику и высокие скорости осадконакопления. Преобладает растительная гумусовая органика с обрывками тканей высших растений. Присутствуют обломки мелководной фауны и аутигенные доломиты. Характерно высокое содержание минералов тяжелой и легкой фракции.

Таким образом формирование покрывшек с различными экранирующими свойствами связано с фациальными условиями их образования. Тонкодисперсные глины с высокими экранирующими свойствами (покрывшки I–II класса) осаждались в зоне глубоководного шельфа, спокойного гидродинамического режима; покрывшки со средними экранирующими свойствами (III–IV класс) формировались ближе к берегу в условиях более активной гидродинамики; покрывшки с низкими экранирующими свойствами (V, VI, VII классов) формировались в условиях прибрежной мелководной седиментации под воздействием разных выносов и течений.

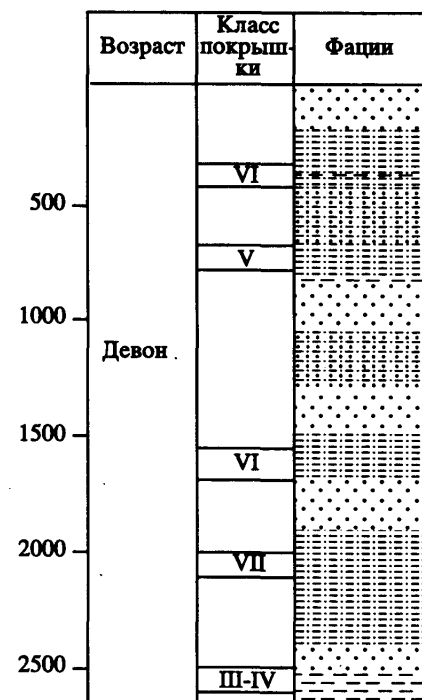
Западно-Сибирский бассейн



Ямальский бассейн



Тимано-Печорский бассейн



ФАЦИИ

- [дольты]
- [мельководного шельфа]
- [мельфа средних глубин]
- [глубоководного шельфа]

Фациальный анализ глинистых покрывшек седиментационных бассейнов России в связи с их эволюцией

Западно-Сибирский бассейн. Бассейн включает крупнейшие месторождения нефти и газа России: Сургутское, Нижневартовское, Уренгойское, Тазовское, Заполярное, Усть-Балыкское (Ушатинский и др., 1970; Нестеров, 1969)

Стратиграфический разрез Западно-Сибирского бассейна сложен мезозойскими преимущественно песчано-алеврито-глинистыми породами, перекрываемыми отложениями палеогена (рис. 49). Юрские отложения (тюменская, васюганская, георгиевская и баженовская свиты) сложены глинами фаций морского глубоководия и глубоководного шельфа – тонкодисперсными горизонтальнослоистыми глинами с морской глубоководной фауной. Они чередуются с алеврито-глинистыми и алевритовыми осадками с линзовидной, косоволнистой и косой слоистостью фаций шельфа и прибрежного мелководья. Это указывает на постоянную смену трансгрессий регрессиями.

Так в келловее и оксфорде (васюганская свита) море покрывало большую часть Западной Сибири, было относительно глубоководным с нормальной соленостью: в нем шло накопление темно-серых, горизонтально слоистых глин с морской фауной. В позднем оксфорде происходил интенсивный привнос обломочного материала, устанавливались условия мелководья и накапливались алевритовые косослоистые осадки. Мощность отложений свиты 50–90 м. В кимериджское время (георгиевская свита) вновь произошло расширение Западно-Сибирского морского бассейна с накоплением тонких горизонтальнослоистых глин. Мощность отложений 2–15 м. В волжское время (баженовская свита) большую часть территории занимала глубоководная часть шельфа. Воды имели нормальную соленость. Накапливались горизонтальнослоистые, тонкоотмученные черные глины, обогащенные органическим веществом. Мощность отложений 10–30 м. Глины баженовской свиты, залегающие на глубинах 2700–2800 м, являются покрывками I и II класса для нефтяных месторождений Среднего Приобья (Усть-Балыкское, Самотлорское). Местами на указанных глубинах отмечается наличие слабоалевритовых глин, являющихся покрывками III–IV класса, что означает появление местами условий шельфа средних глубин.

Меловые отложения барриас-валанжина (мегионская, куломзинская, тарская свиты) сложены чередованием глин, алевролитов, песчаников морского и прибрежно-морского генезиса. Мощность толщи 630–900 м. В первой половине барриаса в условиях морского глубоководья накапливались тонкогоризонтальнослоистые глины, затем усилилось поступление обломочного материала из источников сноса и произошло обмеление бассейна и накопление песчано-алевритовых осадков. В конце барриаса – валанжине вновь произошло углубление бассейна седиментации и на большей территории установилось морское глубоководье с нормальной соленостью вод, где накапливались тонкодисперсные глины. Эти глины явились покрывками II класса (чеускинская пачка). В отдельных зонах бассейна в условиях шельфа средних глубин отложились глинистые, слабоалевритовые осадки, которые представляют собой покрывки III–IV класса. Покрывки залегают на глубинах 1900–2000 м в Нижневартовском нефтеносном районе.

←
Рис. 49. Стратиграфические и фациальные разрезы и положение глинистых покрывшек различных классов в пределах Западно-Сибирского, Ямальского и Тимано-Печорского бассейнов

Верхи валанжина, готерив, баррем (вартовская свита) образуют толщу мощностью 350–600 м. Разрез отложений представляет чередование песчаников, алевролитов и глин зеленоцветных континентального генезиса. Отдельные алевроито-глинистые сероцветные прослои формировались в условиях прибрежного мелководья и периферических частях дельт.

Для этого этапа осадконакопления характерно дальнейшее обмеление седиментационного бассейна и сокращение площадей глубоководного моря. Осадки накапливались в пределах аллювиальной равнины, прибрежно-морского мелководья, центральных и периферических участках дельт и шельфа. Одновременно шло накопление органического вещества, привносимого с континента, что создавало благоприятные условия для формирования нефтегазоносных толщ. Образование глинистых покрывшек происходило в различных условиях: тонкодисперсные глины глубоководного шельфа создали покрывшки II класса, глины шельфа (условия средних глубин) сформировали покрывшки III–IV класса, а алевролиты прибрежного мелководья – покрывшки V–VIII классов. В Сургутском районе покрывшки II, III, IV, V, VI, VII классов залегают на глубинах 1500–1600 м и перекрывают нефтеносные прибрежно-морские песчаники.

Аптские отложения (алымская свита) имеют мощность 30–90 м. В нижней части разреза свиты залегают темно-серые глины глубоководного шельфа, их сменяют черные глины с прослоями известняков фации морского глубоководья. Верхи разреза сложены глинами шельфа с тонкими прослоями алевролитов и песчаников. В апте произошла обширная трансгрессия с глубоким проникновением моря вглубь континента. На значительных площадях накапливались песчано-алевролитоглинистые осадки в условиях морского мелководья. В конце апта установился застойный режим, что привело к обогащению осадков битумами. Глубоководные аптские глины сформировали покрывшки II класса, глины шельфа средних глубин – покрывшки III–IV класса. В пределах Нижневартовского месторождения они залегают на глубинах 1100–1200 м.

Верхи апта – альб – сенман (покурская свита), имеют мощность 200–800 м. Низы разреза сложены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами, содержащими обильный углистый детрит. В верхах разреза залегают косослоистые песчаники с редкими прослоями алевролитов и алевроитовых глин. В альбе на значительной части Западной Сибири располагалась аллювиальная равнина. В среднеальбское время произошла новая трансгрессия, и широкое развитие получили конуса выноса дельт крупных рек, впадавших в морской бассейн.

Турон (кузнецовская свита), имеет мощность 20–40 м. Разрез сложен темно-серыми, почти черными глинами. В туроне усилилась трансгрессия и на большей территории установились условия морского глубоководья, которые сохранялись до конца мелового периода. В условиях глубоководья накапливались высокодисперсные глины, являющиеся покрывшками I класса газовых месторождений Уренгойского, Тазовского, Заполярного и залегающие на глубинах 800–1000 м.

Для Западно-Сибирского бассейна (Ушатинский и др., 1974; Прозорович, 1972) цикличность развития на протяжении юрской и меловой истории проявилась в пятикратном повторении глубоководных условий седиментации – в завершении регрессивно-трансгрессивных циклов и постепенном нарастании трансгрессии.

Условия максимума трансгрессии отразились в накоплении тонкодисперсных глин морского глубоководья и привели к образованию покрывшек I и II классов. На протяжении мезозойской истории эти условия повторились пять раз – волжское

время, валанжин, готерив, апт, турон. Верхнеюрские глины, залегающие на глубинах 2700–2800 м, являются покрывками нефтяных месторождений среднего Приобья: Усть-Балыкское, Самотлорское. Аптские глины, залегающие на глубинах 1100–1200 м, служат покрывками Нижневартовского месторождения нефти, туронские глины (глубина 800–1000 м) экранируют газовые залежи Уренгойского, Тазовского, Заполярного месторождений (рис. 49).

К срединам трансгрессий приурочено в накопление глинистых и слабоалевритовых осадков средних глубин шельфа и периферических частей дельты – глинистых покрывок III–IV классов. Указанные условия седиментации повторились в условиях Западной Сибири четыре раза в мезозойском развитии бассейна седиментации: волжское время, валанжин, готерив, альб. В волжском ярусе они встречаются в Шаимском районе на глубине 2800–2900 м; в Нижневартовском районе – в валанжине на глубине 2100–2300 м; в Сургутском районе – в готериве на глубине 1500–1600 м, и в апт-альбе на глубине 1100–1200 м (Нижневартовский район) (рис. 49).

Начало трансгрессии характеризуется наличием прослоев глин небольшой мощности с примесью песчано-алевритового материала, косослоистых, чередующихся с прослоями алевролитов и песчаников и формировавшихся в зоне прибрежно-морской мелководной седиментации и мелководного шельфа. Эти глины являются покрывками V, VI, VII классов. В Западно-Сибирском бассейне они относятся к готериву и залегают на глубинах 1500–1600 м.

На рис. 50 показана модель развития Западно-Сибирского бассейна в меловое время (Нестеров и др., 1974), на которой видна область распространения условий глубоководья и накопления глин – покрывок I и II класса. Глубоководный шельф сменяется шельфом средних глубин, где отлагались алевритистые глины – покрывки III–IV класса, а далее восточнее переходит в зону прибрежного мелководья с накопившимися алевролитами – покрывками V, VI, VII классов. Прибрежное мелководье сочленилось с дельтой реки, поставившей глинистый материал с Алтае-Саянской области и Средней Сибири.

Ямальский бассейн. Разрез бассейна сложен мезозойскими отложениями мощностью 2800 м (Каплан и др., 1973) (рис. 49). По условиям образования Ямальский бассейн во многом аналогичен Западно-Сибирскому бассейну.

В основании залегают ниже-средне-юрские отложения (аналоги тюменской свиты) континентальные и прибрежно-морские песчано-алеврито-глинистые с прослоями углей, мощность 560 м. Глинистые прослои с примесью алевритового материала образуют покрывку V класса, залегающую на глубине 2100–2200 м. Выше залегают верхнеюрско-готеривские отложения, в низах толщ встречаются шельфовые битуминозные алевритистые аргиллиты, образующие покрывку III–IV класса на глубинах 1800–1900 м. Выше по разрезу – песчано-алевритовые отложения прибрежного мелководья сменяются глинами шельфа средних глубин, которые также соответствуют покрывкам III класса на глубинах 1600–1700 м. Мощность комплекса 500 м. В баррем-сеноманское время сформировалась толща мощностью 1200 м. В условиях прибрежного мелководья накапливались песчано-алевритовые осадки, однако альбская трансгрессия моря привела к накоплению тонкодисперсных глин в условиях глубоководного шельфа. Это создало условия для образования покрывок II класса, залегающих на глубинах 800–900 м.

Завершается разрез турон-маастрихтскими (кузнецовская, березовская, ганькинская свиты) глинистыми отложениями морского глубоководья, представленны-

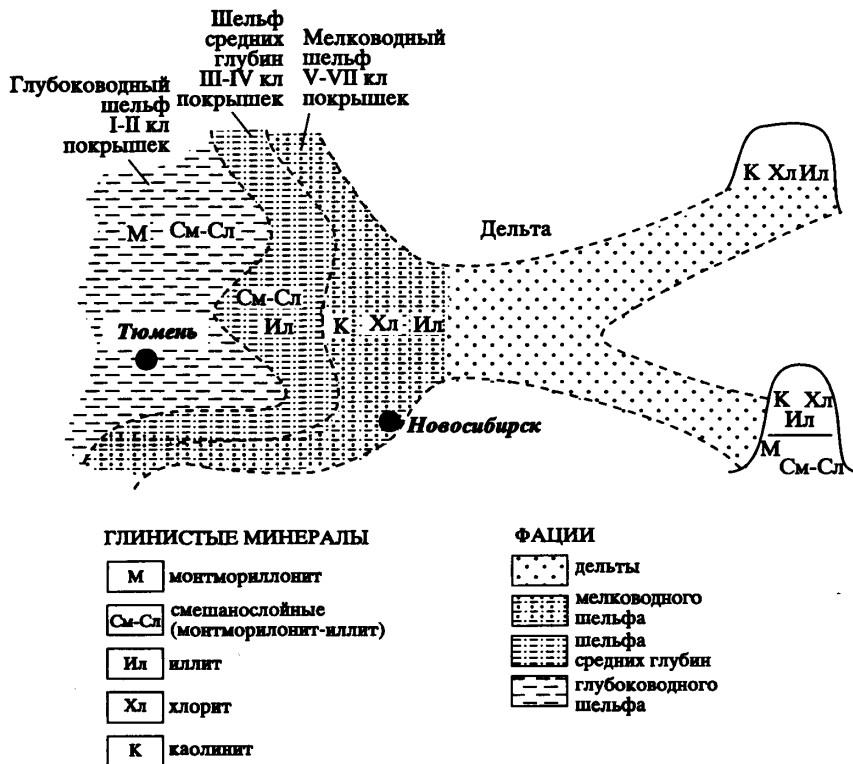


Рис. 50. Модель развития Западно-Сибирского бассейна и распределение глинистых покрывшек в меловое время в плане

ми тонкодисперсными глинами – покрывками I, II класса, залегающими на глубинах 400–500 м.

Следовательно в истории Ямальского бассейна 5 раз создавались условия для образования глинистых покрывшек. Один раз – на глубине 2100–2200 м, здесь сформировались покрывшки V класса, дважды (1800–1900 и 1600–1700 м) образовывались покрывшки III–IV, и дважды (800–900, 400–500 м) – покрывшки I и II класса.

Тимано-Печорский бассейн. Тимано-Печорский бассейн сложен отложениями девона, представленными преимущественно песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями алевролитистых глин (Лебедева, 1973) (рис. 49). Мощность отложений 2800 м.

На протяжении девона происходила трансгрессия моря и затопление всего бассейна осадконакопления. Это привело к установлению в нижнедевонском времени условий, характерных для шельфа средних глубин, и формированию алевролитистых глин, образовавших на глубинах 2500–2600 м покрывшки III–IV типа. В дальнейшем в среднем девоне четырежды повторялись условия прибрежного мелководья, приводящие к накоплению алевролитистых глин, играющих роль покрывшек V–VII классов.

На глубинах 2000–2100 м залегают глинистая покрывшка VII класса, на глубинах 1500–1600 м – покрывшка VI класса, на глубине 700–800 м – покрывшка V класса, на глубине 400–500 м – покрывшка VI класса.

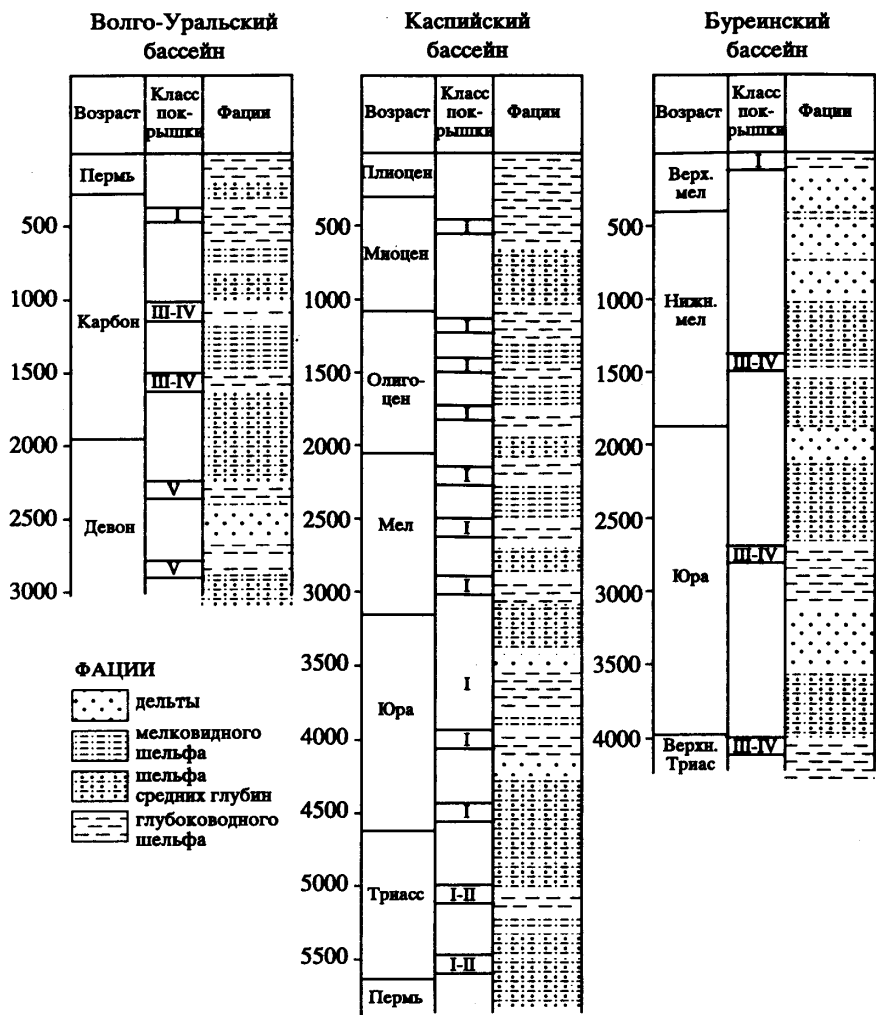


Рис. 51. Стратиграфические и фашиальные разрезы и положение глинистых покрывок различных классов в пределах Волго-Уральского, Каспийского и Буреинского бассейнов

Волго-Уральский бассейн. Разрез бассейна сложен песчано-алевритовыми, глинистыми и карбонатными отложениями девона, карбона и перми континентального, прибрежно-морского и морского генезиса (Лебедева, 1973). Мощность отложений 3000 м (рис. 51). В девоне континентальные условия сменялись мелководно- и прибрежно морскими, что привело к накоплению алевритовых глин – покрывок V класса, залегающих на глубинах 2700–2800 и 2300–2400 м. В карбоне за счет нарастания трансгрессии дважды устанавливались условия среднего шельфа с формированием слабоалевритистых глин – покрывок III и IV классов, залегающих на глубинах 1500–1600 и 1100–1200 м. В конце карбона-перми морская трансгрессия при-

вела к установлению условий морского глубоководья, накапливались тонкодисперсные глины, играющие роль покрывок I класса, залегающие на глубинах 400–500 м.

Каспийский бассейн. Разрез бассейна охватывает стратиграфический интервал от перми до плейстоцена, мощность отложений 6500 м (Хеиров, 1979) (рис. 51). Толщина осадков сложена пылевато-глинистыми отложениями морского и прибрежно-морского генезиса. В разрезе наблюдается последовательное чередование отложений прибрежно-морского мелководья, проявившегося в накоплении песчано-алевритовых косослоистых осадков с отложениями морского глубоководья, представленных тонкодисперсными глинами. Чередование осадков указанных фаций отражает этапы трансгрессии и регрессии морского бассейна.

В пермский период накапливались тонкодисперсные глины – покрывки I класса, залегающие на глубине 6100 м, в триасе в результате двух трансгрессий сформировались две пачки глубоководных тонкодисперсных глин – покрывки I и II класса, залегающие на глубинах 5600 и 5000 м. В юрское время в результате трех трансгрессий накопились пачки тонкодисперсных глин, которые образовали покрывки I класса на глубинах 4500, 4000 и 3700 м. Покрывки I класса на глубинах 2900, 2500 и 2300 м соответствуют глинам максимальных меловых трансгрессий. В олигоценное время три максимальных трансгрессии способствовали накоплению глин – покрывок I класса на глубинах 1700, 1500 и 1200 м. В миоцене трансгрессия проявилась в накоплении глин-покрывок I класса, залегающих на глубине 500 м.

Буреинский бассейн. Буреинский бассейн сложен мезозойскими (триас, юра, мел) отложениями морского, прибрежно-морского и континентального генезиса, мощность 4–6 тыс. метров (Каплан, 1973), (рис. 51). На протяжении мезозойской истории континентальные условия осадконакопления прерывались неоднократно морскими трансгрессиями, вызывавшими отложение песчано-алевритоглинистых осадков, в условиях прибрежного мелководья и шельфа средних глубин, а также морских осадков, формировавшихся в условиях морского глубоководья.

Так верхнетриасовая трансгрессия привела к развитию шельфа средних глубин и накоплению в этих условиях слабоалевритистых глин, образующих на глубинах 4000–4100 м покрывки III–IV класса. В дальнейшем установились континентальная и прибрежно-морская обстановка осадконакопления. В середине юрского этапа развития бассейна произошла трансгрессия, в результате которой установились условия шельфа средних глубин и накопились слабоалевритовые глины, образовавшие на глубинах 2700–2800 м покрывки III–IV классов. Нижнемеловая трансгрессия повторилась в установившихся условиях шельфа средних глубин, что обеспечило накопление алевритистых глин – покрывок III–IV класса, залегающих на глубинах 1400–1500 м.

В верхнем мелу произошла максимальная трансгрессия, проявившаяся в накоплении тонкодисперсных горизонтальнослоистых глин, приуроченных к глубинам 100 м и представляющих собой покрывки I класса.

Таким образом в Буреинском бассейне трижды создавались условия для образования покрывок III–IV класса (на глубинах 4000–4100, 2700–2800 и 1400–1500 м) и один раз – для образования покрывок I класса (глубина 100 м).

СОСТАВ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ С ГЛУБИНОЙ

Состав фациальных типов глинистых покрышек

Как было сказано в главе 4, наличие покрышек с разными экранирующими свойствами связано с фациальными условиями накопления глинистого материала в различных зонах бассейна осадконакопления – прибрежной, мелководной и глубоководной, формируются осадки, различающиеся по своему составу. Эти различия в основном определяются: 1) составом глинистых минералов и их количественным соотношением, 2) примесью песчаного и алевроитового материала, 3) емкостью поглощения и составом поглощенного комплекса, 4) примесью органического вещества наземного типа (Боголюбова, 1992; Грим, 1956; Конюхов, 1987; Котельников, Конюхов, 1986; Пашалы, Хеиров, 1979; Прозорович, 1972; Ратеев и др., 1965; Ушатинский, 1969; Чихрадзе, 1979; Шабаева, Чулкова, 1966).

Фация глубоководного шельфа и прилегающего морского бассейна. Глинистые осадки глубоководного шельфа имеют зонально-региональное распространение и значительные колебания мощностей: от первых до нескольких десятков метров и более. Образующаяся толща глинистых осадков, как правило, однородная с неясно выраженной горизонтальной слоистостью, сохраняющей признаки седиментации в условиях гидродинамически спокойного режима наддонных вод.

Отличительная особенность глубоководных осадков – их высокая дисперсность с преобладанием частиц $< 0,005$ мм, (обычно не менее 80–90%). Примесь мелкоалевритового материала размерностью 0,01–0,005 мм очень незначительна и редко достигает 20%. Крупноалевритовые и песчаные частицы крайне редки. Алевроитовый материал встречается в виде отдельных включений, погруженных в тонкодисперсную глинистую массу.

Минеральный состав глубоководных глинистых осадков представлен монтмориллонитом и иллит-монтмориллонитовыми смешанослойными образованиями с содержанием набухающих пакетов от 40–60% до 60–80%. В виде примесей содержатся ненабухающие минералы: каолинит, иллит, хлорит. Минеральный состав осадков тесно связан с условиями механической осадочной дифференциации, т.е. в гидродинамически спокойных условиях осаждаются частицы размером $< 0,1$ мкм, характерным для монтмориллонита, и 0,1–0,2 мкм – для смешанослойных минералов иллит-монтмориллонитового состава.

Карбонатный материал (не более 1–2%) представлен остатками фораминифер, кокколитофорид, моллюсков, подтверждающими осадконакопление на глубинах 200–500 м. Присутствует органическое вещество сапропелево-водорослевого типа; гумусовой растительной органики наземного типа практически нет.

С гранулометрическим и минеральным составами осадков полностью согласуются их сорбционная способность и состав поглощенных катионов, т. е. обменный натрий резко преобладает над кальцием. Емкость обмена составляет не менее 35–40 мг-экв/100 г.

Образующиеся глинистые осадки – открытые термодинамически неуравновешенные системы, которые претерпевают значительные трансформации в ходе литогенеза. Важнейший фактор таких преобразований – геохимические и термоба-

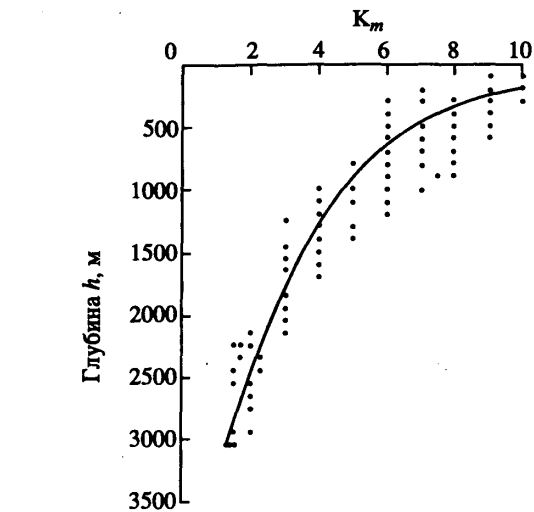
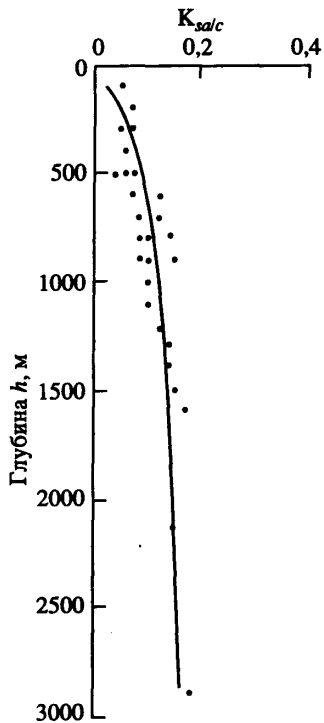


Рис. 52. Изменение соотношения содержания песчано-алевритовой и глинистой фракций ($K_{salc} = (\text{sand} + \text{silt})/\text{clay}$) с глубиной для покрышек I и II классов

Рис. 53. Изменение соотношения содержания набухающих и ненабухающих минералов ($K_m = \text{swell}/\text{unswell}$) с глубиной для покрышек I и II классов

рические условия на разных глубинах погружения осадков. Поскольку с составом тесно связаны свойства глин, то наблюдающиеся изменения имеют важное значение при изучении закономерностей формирования экранирующих свойств покрышек (Пашалы, Хеиров, 1979; Прозорович, 1972; Ушатинский, 1969; Шабаева, Чулкова, 1966).

Литогенетическое преобразование осадков фации глубоководного шельфа и моря приводит к формированию глинистых покрышек I и II класса, которые характеризуются наиболее высокими экранирующими свойствами.

Изучение гранулометрического состава покрышек этого типа, залегающих на разных глубинах, позволило изучить изменение отношения песчано-алевритовых фракций (sa) к глинистой (c) в зависимости от глубины. Как видно из рис. 52 в исходном осадке количество пылеватых и песчаных частиц исключительно низкое и характеризуется величиной отношения K_{salc} равной 0,05. По мере погружения осадков это отношение закономерно возрастает и для глубины 2,5 км составляет около 0,14. Полученная корреляционная зависимость между отношением K_{salc} и глубиной залегания глин имеет следующий вид:

$$K_{salc} = -1,7073 + 0,41317 \cdot \ln h, \quad \text{коэффициент корреляции } R = 0,84. \quad (6.1)$$

Это означает, что с глубиной в покрышках I и II типа наблюдается некоторое снижение дисперсности материала по сравнению с его исходным составом. Такое явление может быть связано с формированием более крупных вторичных

минералов в процессе перекристаллизации, уплотнением и цементацией агрегатов глинистых минералов с образованием пластинчатых поликристаллических сростков. Важным фактором дифференциации осадков по глубине может быть эволюция источников сноса и осадочного бассейна, обуславливающая поступление более грубого материала в глубоководную часть бассейна на начальном этапе его развития (низы разреза) по сравнению с более поздними этапами (верхи разреза).

Несмотря на развитие процессов, направленных на снижение дисперсности покрышек I и II типа с глубиной, эти отложения остаются исключительно высокодисперсными системами даже на значительных глубинах: содержание глинистой фракции в них на глубинах 2–3 км остается в 6–7 раз выше количества частиц песчаной и пылеватой размерностей (рис. 52).

Изучение данных об изменении минерального состава глинистых покрышек I и II типа, залегающих на разных глубинах, показало, что происходит закономерное снижение содержания набухающих минералов по мере увеличения глубины залегания и возраста глинистых образований (рис. 53). В молодых осадках, залегающих на глубинах до 100–200 м, в составе глинистых покрышек I и II типа отмечается явное преобладание набухающих минералов (монтмориллонит и смешанослойные монтмориллонит-иллитового типа), содержание которых почти в 10 раз превосходит количество ненабухающих минералов.

По мере погружения глинистых отложений соотношение между набухающими и ненабухающими видами минералов (K_m) снижается по зависимости близкой к логарифмической и составляет для глубин 2500 м чуть менее 2 (рис. 53). Проведение корреляционного анализа позволяет установить следующую зависимость для полученного графика:

$$K_m = 25,868 - 3,025 \cdot \ln h, \quad \text{коэффициент корреляции } R = 0,89. \quad (6.2)$$

Полученную закономерность можно объяснить двумя причинами. Во первых, как уже отмечалось в главе 1, в ходе литогенеза по мере погружения осадков наблюдается закономерное преобразование глинистых минералов, направленное на трансформацию монтмориллонита вначале в смешанослойные фазы, а затем в ненабухающие минералы типа иллита и хлорита. Второй причиной может быть эволюция источников сноса и бассейнов осадконакопления, когда в начальные этапы развития бассейнов седиментации (низы разрезов) в зону глубоководья привносится мутьевыми потоками несколько большее количество алевритовых и глинистых частиц ненабухающих минералов. По мере развития бассейна осадконакопления (верхи разреза) снос глинистого материала идет в основном из менее преобразованных нижних горизонтов кор выветривания, обогащенных монтмориллонитом. В обоих случаях (литогенез и эволюция осадочного бассейна) наблюдается постепенное обогащение осадков вниз по разрезу ненабухающими минералами.

Снижение содержания набухающих минералов ухудшает экранирующие свойства глин с глубиной. Однако для покрышек I и II типа темпы этого процесса сравнительно невелики: даже на глубинах около 2,5 км и более покрывки по своему минеральному составу остаются явно монтмориллонитово-смешанослойными, что позволяет говорить о сохранении ими высоких изолирующих свойств.

С изменением гранулометрического и минерального составов глинистых отложений с глубиной тесно связана их емкость обмена. Анализ глин различных седи-

ментационных бассейнов показывает общую тенденцию снижения их емкости обмена с глубиной (рис. 54).

Корреляционная зависимость для емкости обмена (в мг-экв/100 г) навески сухой породы в функции глубины имеет следующий вид:

$$E_c = 61,076 - 5,441 \cdot \ln h, \quad \text{коэффициент корреляции } R = 0,89. \quad (6.3)$$

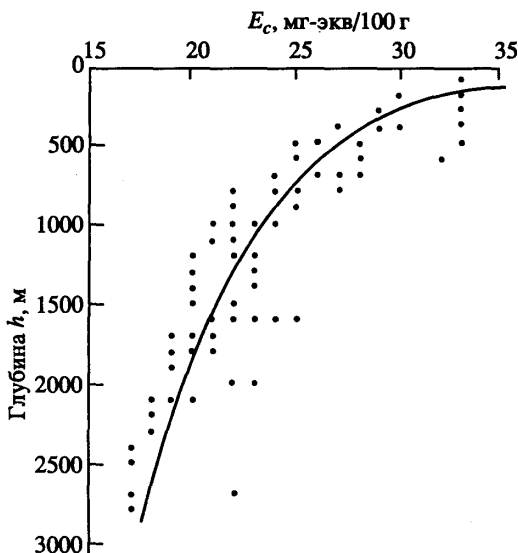
Полученные данные объясняются тем, что как снижение дисперсности осадков, так и уменьшение содержания в них набухающих минералов, приводит к сокращению удельной поверхности минеральных частиц и неизбежному уменьшению их емкости обмена.

Не меньшее значение для оценки свойств покрывшек имеет изменение состава обменных катионов, происходящее под влиянием процессов литогенеза. Исходный состав обменного комплекса осадков определяется фациально-геохимическими условиями осадконакопления. Для осадков, формирующих покрывшки I и II типа, преобладающим является катион натрия, содержание которого доходит до 60% от суммы обменных катионов (Прозорович, 1972). По мере увеличения глубины происходит постепенное снижение количества натрия и одновременно рост кальция. Несмотря на это, даже на значительных глубинах содержание натрия остается достаточно высоким. Об этом свидетельствует отношение количества двухвалентных катионов (кальция, магния) к натрию, которое на глубине около 2,5 км не превышает 0,4–0,7.

Снижение емкости обмена и содержания натрия способствует деградации экраняющих свойств глинистых отложений. Для покрывшек I и II типа эта тенденция не играет решающей роли, поскольку вплоть до значительных глубин глинистые породы сохраняют высокую емкость обмена и преобладание иона натрия в обменном комплексе.

Фация среднего шельфа и периферической части дельты. Глинистые осадки этой фации накапливаются в условиях средних глубин шельфа и периферической зоны дельты на глубинах 100–200 м в условиях слабой гидродинамики наддонных вод. Наряду с глинистым материалом в седиментационном процессе участвует алевритовый материал, связанный с отдаленным воздействием подводной дельты и деятельностью суспензионных потоков.

Осадки характеризуются однородностью и выдержанностью литологического состава, горизонтальной слоистостью с элементами косоволнистой и мелкой косяй слоистости. Слоистость подчеркивается алевритовым материалом и тонкорассеянным органическим веществом (частично сапропелевым). Содержание песчано-алевритового материала, как правило, составляет 10–20%, а в крайних зонах – до 40%.



Осадки характеризуются однородностью и выдержанностью литологического состава, горизонтальной слоистостью с элементами косоволнистой и мелкой косяй слоистости. Слоистость подчеркивается алевритовым материалом и тонкорассеянным органическим веществом (частично сапропелевым). Содержание песчано-алевритового материала, как правило, составляет 10–20%, а в крайних зонах – до 40%.

Рис. 54. Изменение емкости обмена (E_c) с глубиной для покрывшек I и II классов

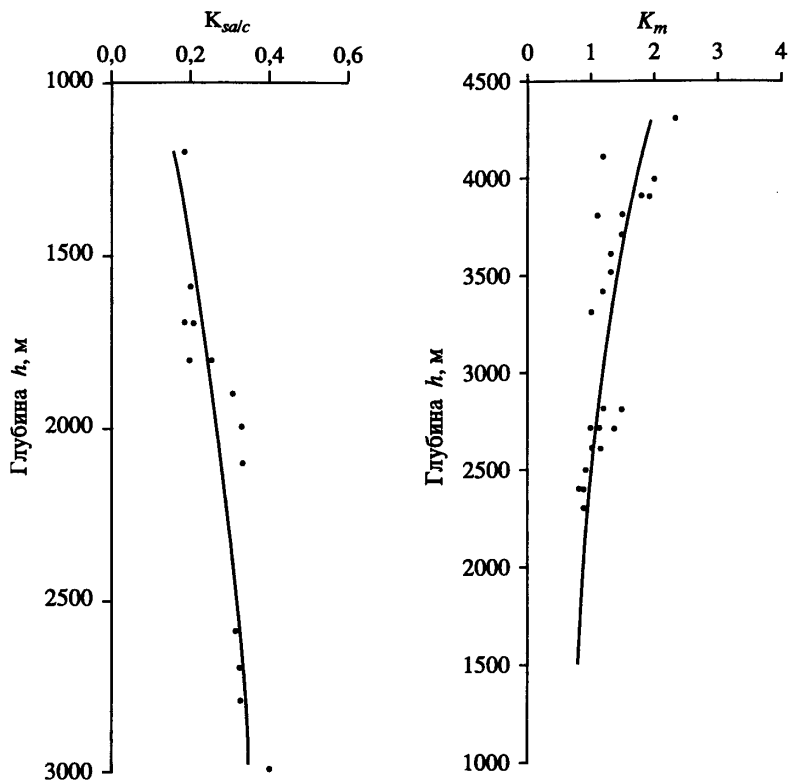


Рис. 55. Изменение соотношения содержания песчано-алевролитовой и глинистой фракций ($K_{salc} = (\text{sand} + \text{silt})/\text{clay}$) с глубиной для покрышек III–IV классов

Рис. 56. Изменение соотношения содержания набухающих и ненабухающих минералов ($K_m = \text{swell}/\text{unswell}$) с глубиной для покрышек III–IV классов

Минеральный состав представлен смешанослойными образованиями иллит-монтмориллонитового типа с количеством набухающих слоев от 20% до 60% и иллитом. Преобладают частицы размером 0,1–0,2 мкм. В меньшем количестве содержатся монтмориллонит, каолинит, хлорит.

Поглощенный комплекс глинистых отложений шельфа средних глубин характеризуется некоторым уменьшением содержания катионов натрия и магния по сравнению с осадками глубоководной зоны и возрастом содержания катионов кальция. Емкость поглощения составляет в среднем 18–22 мг-экв/100 г.

Глинистые отложения указанной фации в процессе литогенеза образуют покрывки III и IV класса и характеризуются относительно высокими экранирующими свойствами: частичной проницаемостью для газа и непроницаемостью для нефти.

По мере погружения осадков происходит постепенное увеличение содержания песчано-алевритового материала: на глубине 1,5–2,0 км отношение содержания песчано-алевритовых частиц к глинистым составляет около 0,2, а на глубине 2,5–3,0 км это отношение достигает 0,3–0,35 (рис. 55). Полученная зависимость опи-

сывается следующим корреляционным уравнением:

$$K_{sa/c} = 1,386 + 0,217 \cdot \ln h, \quad \text{коэффициент корреляции } R = 0,82. \quad (6.4)$$

Подобная закономерность связана с более активной деятельностью подводной дельты и суспензионных потоков в более ранние этапы развития бассейна (низы разреза) и постепенным затуханием их деятельности (верхи разреза). Кроме того, возможно некоторое снижение дисперсности отложений в ходе литогенеза в результате процессов растворения, перекристаллизации, агрегации и цементации.

Соотношение набухающих и ненабухающих (K_m) глинистых минералов с глубиной меняется. Как видно из рис. 56, на глубине 1200–1500 м количество набухающих разностей примерно в 2 раза выше ненабухающих. На глубине около 2500 м их содержание становится практически равным. Полученная зависимость описывается следующим корреляционным уравнением:

$$K_m = 8,694 - 0,959 \cdot \ln h, \quad \text{коэффициент корреляции } R = 0,72. \quad (6.5)$$

Закономерное увеличение содержания ненабухающих минералов с глубиной объясняется преобразованием набухающих компонентов в ненабухающие и увеличением содержания иллита и хлорита. Эта тенденция может быть частично усилена постепенным ослаблением деятельности мутьевых потоков по мере эволюции осадочного бассейна и повышением содержания тонкодисперсных набухающих минералов в верхней части разреза. Важно отметить, что несмотря на ярко выраженную тенденцию снижения набухающих компонентов с глубиной, содержание смешанослойных минералов и монтмориллонита в покрышках III и IV класса остается преобладающим вплоть до глубин 2,5–3,0 км, в более глубоких горизонтах начинают превалировать ненабухающие минералы. Это дает основание считать, что рассматриваемые покрышки сохраняют достаточно высокие экранирующие свойства до глубин, соответствующих подзоне среднего катагенеза.

Изменение состава минералов и дисперсности глини-

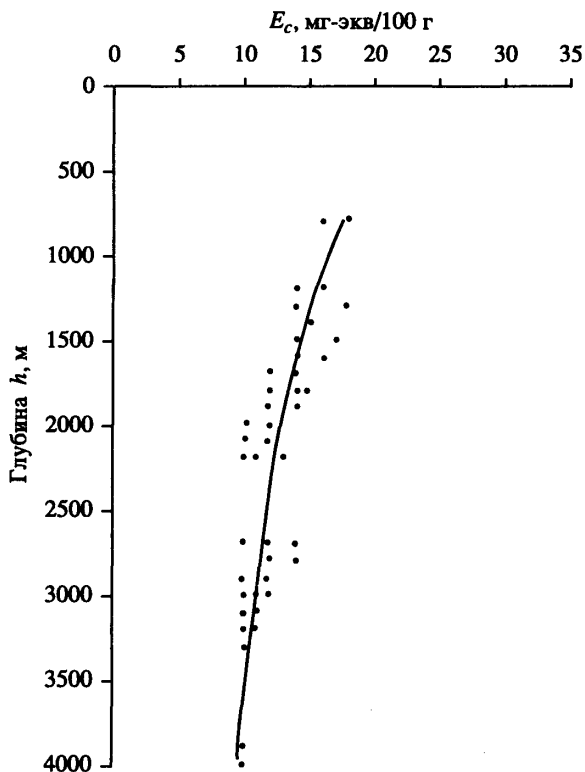


Рис. 57. Изменение емкости обмена (E_c) с глубиной для покрышек III–IV классов

стых отложений находит отражение в закономерном снижении их емкости обмена, величина которой падает с 16–18 мг-экв/100 г на глубине 700–800 м до 10 мг-экв/100 г на глубине 2,5–3,0 км (рис. 57). Уравнение кривой зависимости обменной емкости от глубины погружения осадков имеет следующий вид:

$$E_c = 50,6765 - 4,998 \cdot \ln h, \text{ коэффициент корреляции } R = 0,85. \quad (6.6)$$

Так же как и для глубоководных осадков изменение емкости обмена с глубиной у отложений рассматриваемой фации сопровождается увеличением содержания кальция и магния в обменном комплексе за счет снижения содержания натрия.

Фация мелководного шельфа и прибрежной зоны. Отложения указанной фации формируются в условиях мелкого шельфа на глубине < 100 м и прибрежного мелководья, характеризующихся повышенной динамической подвижностью и активностью.

Исходный осадок имеет невыдержанный литологический состав, преобладают линзообразные прослои песка и алевритового материала. Такой состав осадков объясняется непосредственным воздействием на седиментацию субаэральной и подводной дельты, приливных процессов и прибрежных течений. По гранулометрическому составу осадки относятся к алевритам глинистым, состоящим в основном из частиц мелкой (0,01–0,005 мм) и крупной (0,05–0,01 мм) фракций пыли.

В осадках присутствует значительное количество гумусовой органики в виде обрывков тканей высших растений, подчеркивающих совместно с примесью алевритовых и песчаных частиц косую одно- и разнонаправленную слоистость, отражающую активную гидродинамику водной среды.

В составе глинистых компонентов преобладает каолинит, присутствуют иллит и хлорит. Смешанослойные (иллит-монтмориллонит) содержатся в крайне ограниченном количестве и, преимущественно, в более тонких разностях, накапливавшихся дальше от берега. Преобладание каолинита определяется условиями механической осадочной дифференциации, когда наиболее крупные частицы каолинита и его агрегатов (размером от 1 мкм и более) выпадают в осадок в прибрежной зоне, а по мере удаления от берега осаждаются частицы иллита (средний размер около 0,5 мкм) хлорита (0,3–0,5 мкм).

В составе обменного комплекса преобладает кальций и магний. Обменный натрий содержится в близких соотношениях с кальцием. Отношение обменного магния к его сумме с кальцием не превышает 0,3. Величина емкости поглощения незначительная и не превышает 10–12 мг-экв на 100 г навески.

Глинистые отложения, формирующиеся в условиях мелководной части шельфа и прибрежной зоны, в процессе литогенеза, образуют покрывки V–VII классов, характеризующиеся низкими экранирующими свойствами: полной проницаемостью для газа и частичной или полной проницаемостью для нефти. Фациальные условия образования этих осадков благоприятны для накопления в них значительного количества песчано-алевритовых частиц, содержание которых постепенно возрастает с увеличением глубины погружения осадка (рис. 58). Так на глубине 600 м отношение песчано-алевритовой фракции к глинистой составляет 0,4, а для глубины 2,0–2,5 км оно близко к единице, свидетельствуя о том, что на этих глубинах количество песчано-пылеватых и глинистых частиц примерно одинаково.

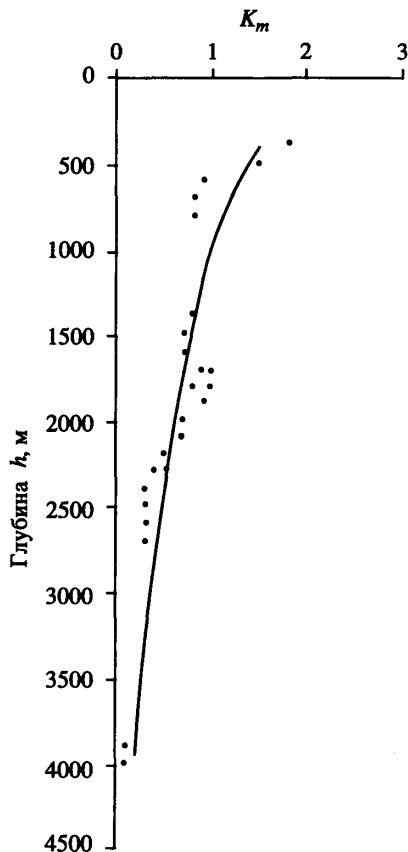
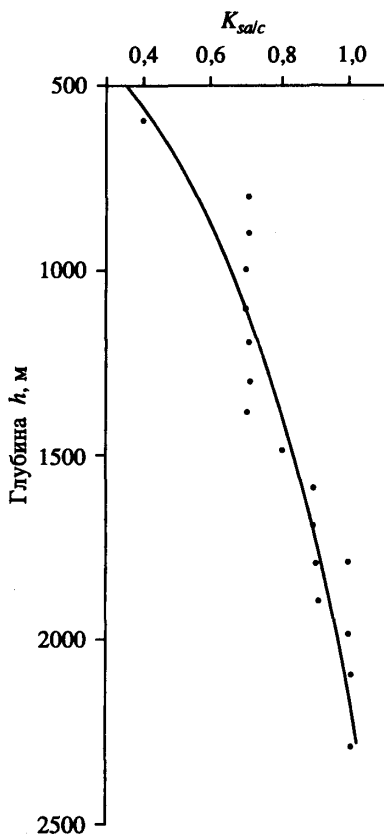


Рис. 58. Изменение соотношения содержания песчано-алевритовой и глинистой фракций ($K_{salc} = (\text{sand} + \text{silt})/\text{clay}$) с глубиной для покрышек V–VII классов

Рис. 59. Изменение соотношения содержания набухающих и ненабухающих минералов ($K_m = \text{swell}/\text{unswell}$) с глубиной для покрышек V–VII классов

Корреляционное уравнение для графика, показанного на рис. 58, имеет следующий вид:

$$K_{salc} = 2,439 + 0,448 \cdot \ln h, \quad \text{коэффициент корреляции } R = 0,96. \quad (6.7)$$

Значительное изменение дисперсности покрышек V–VII классов с глубиной объясняется не только эволюцией областей сноса на континенте при формировании осадочного бассейна, но и интенсивным развитием процессов перекристаллизации и цементации, сопровождаемых изменением первичной дисперсности осадочного материала.

Для минерального состава глинистых покрышек V–VII классов характерно преобладание ненабухающих минералов. Так на глубинах 500–700 м отношение содержания набухающих минералов к ненабухающим составляет около 1, для глубины 2 км оно достигает 0,5, а для глубины около 4,0 км становится равным 0,1 (рис. 59).

Рис. 60. Изменения емкости обмена (E_c) с глубиной для покрывок V–VII классов

Полученная зависимость описывается следующим уравнением корреляции:

$$K_m = 4,949 - 0,574 \cdot \ln h,$$

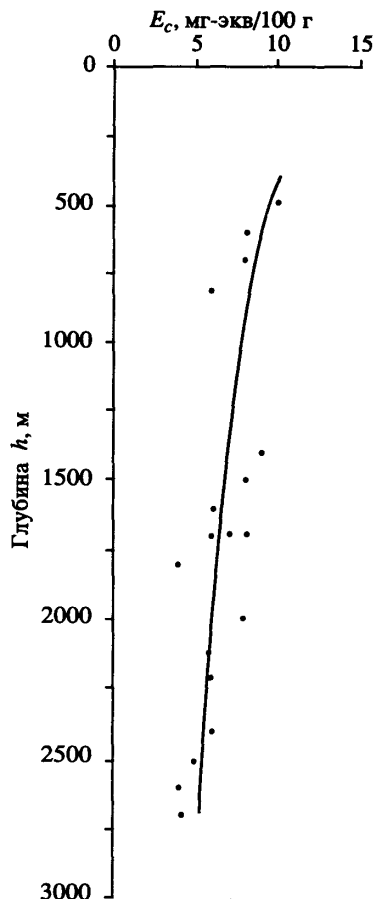
коэффициент корреляции $R = 0,85$. (6.8)

Очевидно, что снижение дисперсности и обогащение отложений ненабухающими глинистыми минералами вызывают быструю деградацию изолирующих свойств глинистых покрывок этого типа с глубиной. Об этом же свидетельствует низкая величина емкости обмена рассматриваемых отложений, составляющая 9–10 мг-экв/100 г на глубине 500 м и около 5 мг-экв/100 г на глубине 2,5 км (рис. 60). Уравнение корреляции для емкости обмена в функции глубины имеет следующий вид:

$$E_c = 24,639 - 2,470 \cdot \ln h,$$

коэффициент корреляции $R = 0,78$. (6.9)

В составе обменного комплекса преобладают катионы магния и кальция, которыми обогащаются осадки вблизи дельт и береговых мелководий. С глубиной количество двухвалентных катионов в обменном комплексе возрастает, что усиливает процессы агрегации в глинах и способствует повышению их проницаемости.



Сравнительная характеристика состава глинистых покрывок различных фациальных типов

Как показано выше, осадки, накапливающиеся в отдельных зонах бассейна осадконакопления и формирующие различные по экранирующим свойствам покрывки, отличаются гранулометрическим составом, составом глинистых компонентов и их количественными соотношениями, емкостью поглощения и составом поглощенного комплекса. Указанные признаки меняются с глубиной различно для осадков накопившихся в различных фациальных зонах.

Так отношение содержания песчаного и алевритового материала к глинистому для покрывок I и II классов (рис. 61, кривая 1) испытывает незначительные изменения в интервалах глубин от 20 м до 1000 м, изменяясь от 0,01 до 0,1; ниже до 3000 м отношение увеличивается до 0,2. Кривая осадков шельфа средних глубин, формирующих покрывки III и IV классов, (рис. 61, кривая 2) показывает более существенное изменение дисперсности осадка с глубиной, она имеет слабоогнутый характер. Отношение песчано-пылевой фракции к глинистой изменяется в пределах глубин

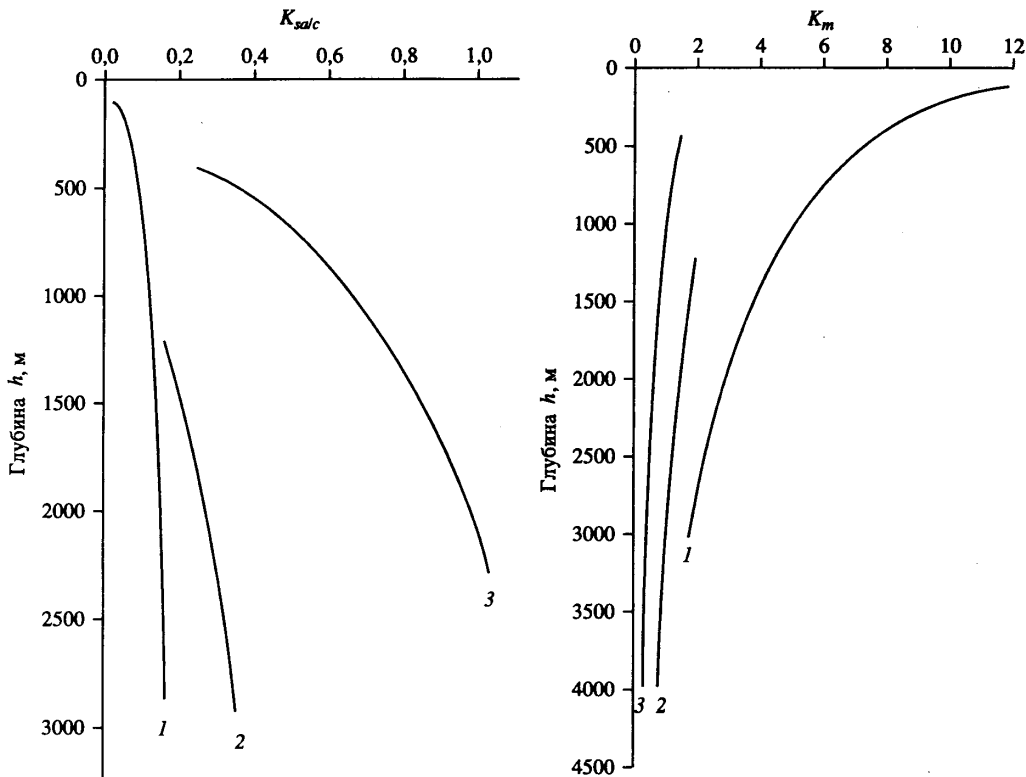


Рис. 61. Изменение соотношения содержания песчано-алевритовой и глинистой фракций ($K_{salc} = (\text{sand} + \text{silt})/\text{clay}$) с глубиной для глинистых покрывок различных фациальных типов: 1 – фаши глубоководного шельфа и прилегающего морского бассейна (покрывки I и II классов); 2 – фаши шельфа средних глубин и периферической части подводной дельты (покрывки III–IV классов); 3 – фаши мелководного шельфа и прибрежной зоны (покрывки V–VII классов)

Рис. 62. Изменение соотношения содержания набухающих и ненабухающих минералов ($K_m = \text{swell}/\text{unswell}$) с глубиной для глинистых покрывок различных фациальных типов. Условные обозначения те же, что и на рис. 61

1500–3000 м от 0,2 до 0,35. Для покрывок V–VII классов (рис. 61, кривая 3) изменение дисперсности с глубиной имеет еще более выраженный характер. Значение отношения K_{salc} возрастает для них до 1 (глубина 2400 м).

Изменение отношения содержания набухающих минералов к ненабухающим с глубиной для всех разновидностей покрывок представлено на рис. 62.

Для всех типов осадков отмечается уменьшение с глубиной отношения набухающих разностей минералов к ненабухающим (K_m). Для покрывок I и II классов (рис. 62, кривая 1) характерно существенное преобладание набухающих минералов. В верхней части разреза (глубина 200 м) величина K_m для них составляет 10. С увеличением глубины значение K_m быстро падает, но несмотря на это, даже на глубинах 2,0–2,5 км набухающие минералы заметно преобладают над ненабухающими разностями ($K_m \cong 2$).

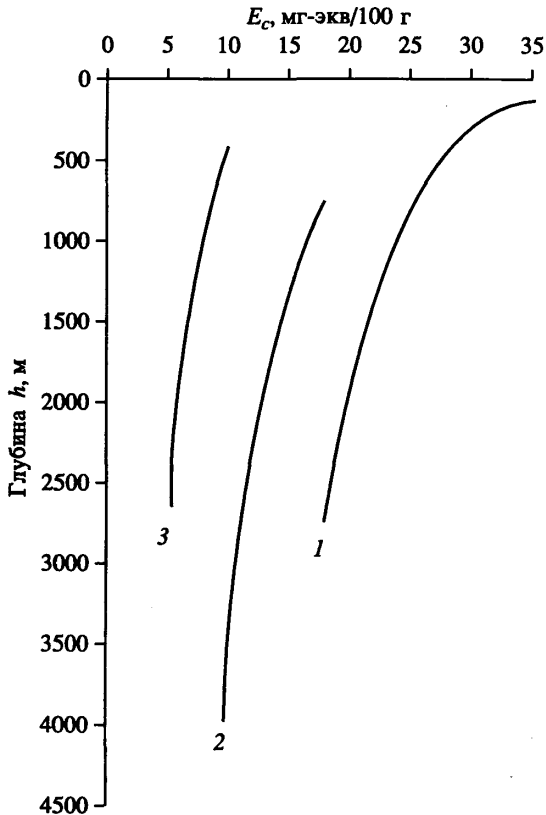
Рис. 63. Изменение емкости обмена (E_c) с глубиной для глинистых покрывок различных фациальных типов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 61

В верхних частях разреза наблюдается преобладание содержания набухающих минералов над ненабухающими ($K_m \approx 2$) (рис. 62, кривая 2). На глубине близкой к 2,5 км содержание обеих групп минералов становится равным, а на большей глубине преобладающими становятся ненабухающие минеральные разности.

Покровышки V–VII классов, каждая с глубин 1000 м, характеризуются преобладанием ненабухающих минералов, содержание которых быстро возрастает с глубиной (рис. 62, кривая 3).

Как видно из рис. 63 у всех трех фациальных разновидностей глинистых покрывок величина E_c закономерно снижается с глубиной. Различия только в абсолютных значениях изменения этого параметра. Так у покрывок I и II классов (кривая 1) значение E_c в пределах глубин от 200–300 м до 2,5–3,0 км снижается от 35 до 18 мг-экв/100 г, у покрывок III и IV классов (кривая 2) значение E_c изменяется от 17 мг-экв/100 г (глубина 800 м) до 10 (глубина 4000 м). У покрывок V–VII классов (кривая 3) емкость обмена уменьшается в интервалах глубин 400–2700 м от 10 до 5 мг-экв/100 г.



СТРУКТУРА И СВОЙСТВА ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК

Влияние фациальных условий на структурообразование

Фация глубоководного шельфа и прилегающего морского бассейна. Как уже отмечалось, образование глубоководных глинистых отложений идет в глубокой части морского шельфа вдали от береговой линии при сравнительно спокойном состоянии придонного слоя воды и ограниченном поступлении песчаного и алевритового обломочного материала. Образующиеся здесь осадки формируют в ходе литогенеза покрышки I и II типов, непроницаемые для нефтей и углеводородных газов. В минеральном составе осадков преобладает монтмориллонит и смешанослойные минералы типа монтмориллонит-иллит с количеством набухающих слоев от 40–60 до 60–80%. Оба минерала представлены тонкодисперсными частицами размером 0,1–0,2 мкм. В виде примесей может присутствовать иллит, каолинит, хлорит. Содержание песчано-алевритовых включений не превышает 10%. В обменном комплексе преобладает Na^+ , содержание которого достигает 60% от суммы обменных катионов.

Исключительно большое влияние на структурообразование осадков глубоководной фации оказывают монтмориллонит и смешанослойные минералы, широко распространенные среди осадков этой фации. Высокая гидрофильность внешних и внутренних поверхностей этих минералов обуславливает их способность удерживать значительное количество адсорбционно-связанной и осмотической воды. Связанная вода образует гидратные пленки на поверхности минералов, толщина которых может превышать толщину самих частиц (Тарасевич, Овчаренко, 1967; Злочевская, 1969; Кульчицкий, 1975; Злочевская, Сергеев, 1968; Осипов, 1979).

Гидратные пленки связанной воды, обладающие специфическими структурно-механическими свойствами, выполняют роль стабилизирующего фактора, не позволяя частицам в водной среде приближаться друг к другу на расстояние действия дальнего или ближнего потенциальных минимумов и образовывать крупные агрегаты (Дерягин, 1986). Поэтому осаждение частиц монтмориллонита и смешанослойных минералов развивается очень медленно в спокойных условиях глубоководной части осадочного бассейна. При этом частички оседают отдельно или в виде ультрамикрoагрегатов. Только в придонной части бассейна при повышении их концентрации они частично теряют свою устойчивость и формируют тонкие микроагрегаты листообразной формы, которые вступают во взаимодействие друг с другом (коагулируют) за счет молекулярных сил с образованием тонкопористого (мелкоячеистого) однородного осадка. Взаимодействие микроагрегатов идет в основном по типу базис–базис или базис–скол под малыми углами наклона частиц, что создает слабую аксиальную ориентацию в осадке. На рис. 64 показан такой осадок, полученный нами при осаждении Na -монтмориллонита.

Образующийся осадок имеет пористость (80–85%), обусловленную наличием тонких микропор (0,1–1 мкм) и ультрамикропор (< 0,1 мкм). Высокая гидрофильность минералов и малый размер пор являются причинами того, что значительная часть воды (до 40–60%), заключенной в порах осадка, оказывается в связанном состоянии и прочно удерживается на внешних поверхностях и во внутренних (набу-

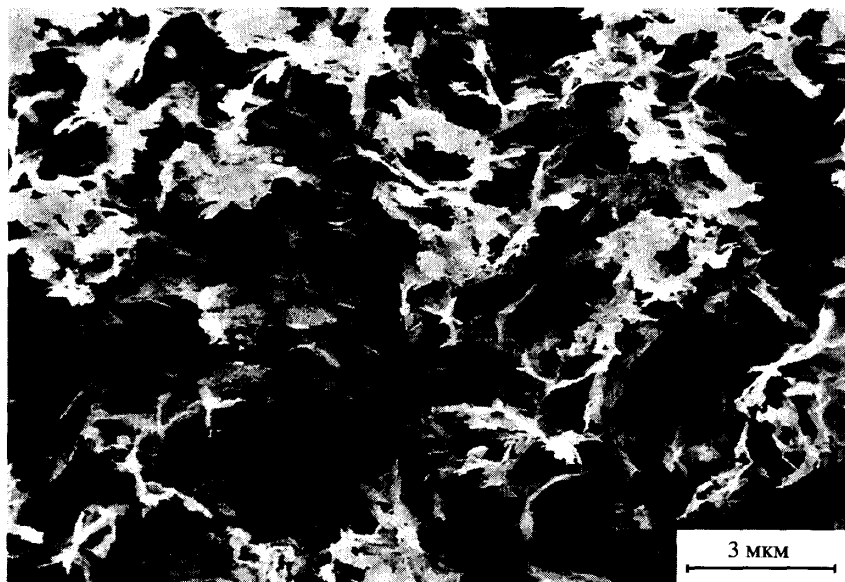


Рис. 64. Микроструктура осадка Na-монтмориллонита

хаемых) межслоевых промежутках монтмориллонита и смешанослойных минералов.

Описанному механизму формирования осадков во многом способствует преобладание в обменном комплексе катиона Na^+ и наличие в осадке высокомолекулярной органики. Присутствие обменного Na^+ вызывает увеличение диффузного слоя ионов и усиливает стабилизацию глинистых частиц. Гумифицированное органическое вещество активно адсорбируется на поверхности монтмориллонита, что также приводит к повышению гидрофильности и устойчивости глинистых частиц в водной среде.

Повышение концентрации солей в водной дисперсии и появление многовалентных катионов в обменном комплексе монтмориллонита снижает устойчивость его частиц и приводит к укрупнению микроагрегатов. При этом микроструктура осадка приобретает вначале мелкоячеистый, а затем средне- и даже крупноячеистый вид.

Однородные глинистые осадки монтмориллонита и смешанослойных минералов обладают огромным запасом поверхностной энергии, и поэтому уже в самом начале литогенеза (ранний этап диагенеза) в них развиваются физико-химические и биохимические процессы, направленные на снижение свободной поверхностной энергии и самопроизвольное уплотнение.

По мере роста перекрывающей толщи осадков главным фактором уплотнения становится гравитационное давление. В ходе диагенеза происходит отжатие свободной поровой воды, и уже к концу позднего этапа диагенеза дальнейшее уплотнение осадка начинает контролироваться условиями удаления связанной воды. Из-за специфических структурно-механических свойств и повышенной сдвиговой прочности связанной воды ее отжатие из пористого осадка может происходить только при

сверхвысоком давлении. Поэтому процесс обезвоживания осадка, сложенного набухающими минералами, в конце позднего этапа диагенеза и раннего этапа катагенеза по своей физической сущности становится преимущественно не фильтрационным, а диффузионным. Диффузионный перенос влаги развивается исключительно медленно, поэтому в осадке сохраняются коагуляционные контакты в пределах всего раннего и большей части среднего этапов катагенеза. Наличие коагуляционных контактов на столь больших глубинах (до 3000 м и более) объясняется низким эффективным напряжением на контактах из-за высокой дисперсности системы, позволяющим сохраняться в контактном зазоре тонким гидратным прослойкам. Кроме того, исключительно слабый привнос новых элементов из-за отсутствия фильтрационного переноса веществ поровой водой, препятствует развитию в них цементации. По этой же причине в глубоководных осадках замедленно идут процессы ионного обмена и минеральных преобразований. Как было показано в предыдущей главе, для этих осадков характерно слабое изменение с глубиной отношения содержания набухающих минералов к ненабухающим, а также отношения обменных $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$.

В конце среднего и начале позднего этапов катагенеза в механизме влагопереноса в толще глубоководных осадков происходят изменения. С переходом связанной воды в свободную при температурах более 65–70 °С создаются условия для фильтрационного отжатия поровой влаги. Однако к этому времени поры в осадке становятся настолько тонкими, что это не приводит к резкому повышению сжимаемости толщи. Тем не менее переход адсорбционно-связанной воды в свободное состояние способствует дальнейшему уплотнению породы на глубинах, достигающих 5–10 км. Вероятно, что уплотнение осадка на этих глубинах приобретает реологический характер и связано с пластическими деформациями частиц на контактах. Важным является то, что благодаря высокой однородности структуры породы в ней не возникают локальные концентрации напряжений, приводящие к образованию микротрещин. Поэтому глинистые породы монтмориллонитового и смешанослойного составов способны сохранять свои высокие изолирующие свойства на таких больших глубинах.

Помимо минерального состава и микроструктуры большое влияние на медленное прогрессивное уплотнение глин монтмориллонит-смешанослойного состава оказывает строение толщи глубоководных осадков. Как уже отмечалось, фациальные условия накопления глубоководных осадков способствуют формированию достаточно мощных однородных отложений, лишенных прослоев более грубого материала. Такое строение толщ делает процесс отжатия поровых вод исключительно сложным и медленным. Из-за отсутствия дренажных прослоев и увеличения путей миграции поровых вод, процесс дегидратации, а вместе с ним и уплотнение однородных тонкодисперсных осадков, развивается исключительно медленно, что так же способствует сохранению их изолирующих свойств на больших глубинах.

Фацция среднего шельфа и периферической части дельты. Глинистые осадки, формирующиеся в фациальных условиях среднего шельфа и периферической части дельты, при литогенезе образуют покрывки III и IV типов, не проницаемые для нефтей и частично проницаемые для газов. В минеральном составе осадков преобладает иллит и смешанослойные минералы (иллит-монтмориллонитового типа) при соотношении набухающих прослоев к не набухающим, как правило, менее 40%. В верхних частях разреза оба минерала содержатся примерно в равных пропорциях, а в более глубоких частях разреза заметным становится преобладание иллита.

Монтмориллонит совместно с каолинитом и хлоритом присутствуют в виде примесей. Глинистые осадки содержат песчано-пылеватые зерна в количестве от 20% до 30–40%. В поглощенном комплексе наряду с Na^+ широко распространен Ca^{2+} .

На структурообразование глинистых осадков этой фации заметное влияние оказывают преобладающие в них иллит и слабонабухающие смешанослойные образования. Эти минералы обладают значительно меньшей гидрофильностью и устойчивостью в водных суспензиях по сравнению с монтмориллонитом. Поэтому, находясь в водной среде во взвешенном состоянии, они способны образовывать относительно плотные микроагрегаты анизометричной формы размером от нескольких до 10 мкм и более. Образующиеся микроагрегаты выпадают в осадок, что препятствует их выносу в глубоководную часть бассейна и обуславливает накопление в осадках, сформировавшихся в условиях среднего шельфа и периферической части дельты.

При осаждении на дно бассейна микроагрегаты вступают во взаимодействие друг с другом и образуют открытую средне- и крупноячеистую микроструктуру, показанную на модели II-е (рис. 11). Размер ячеек в такой структуре может достигать 10–12 мкм в диаметре, конфигурация пор в основном изометричная, округлая. Осадок с ячеистой микроструктурой имеет высокую пористость, достигающую 85–90%. Поровое пространство неоднородно: помимо крупных микропор-ячей в осадке имеются межмикроагрегатные мелкие (1–10 мкм) и внутримикроагрегатные тонкие (0,1–1 мкм) микропоры. Последние обычно анизометричной (вытянутой или клиновидной) формы. Влажность осадков намного превышает их влажность на пределе текучести. Большая часть поровой влаги находится в свободном состоянии и заключена в микропорах-ячейках, доля связанной воды составляет не более 20–25% от общего влагосодержания.

Осадок иллита со всеми описанными выше характерными особенностями впервые в искусственных условиях был получен О'Брайеном (O'Brien, 1971). В природных осадках иллитового состава ячеистая микроструктура была описана Р. Пушем (Pusch, 1970), В.И. Осиповым и В.Н. Соколовым (Osipov, Sokolov, 1978) (рис. 65).

Ячеистая микроструктура является оптимальной композицией для создания объемной структуры и снижения поверхностной энергии дисперсной системы при минимальной концентрации твердой фазы. Образование такой микроструктуры связано со специфическим взаимодействием микроагрегатов между собой по типу базис–скол. Развитие таких взаимодействий объясняется меньшей стабилизацией гидратными пленками боковых сколов отдельных частиц и микроагрегатов, что приводит к нарушению их устойчивости и коагуляции (Дерягин, 1986; Ничипорович, Хилько, 1966; Ефремов, 1971; Ефремов, Усыров, 1972). При сближении нестабилизированных участков двух микроагрегатов образуется коагуляционный контакт типа скол–скол, а приближение одного микроагрегата нестабилизированным участком к стабилизированной поверхности другого микроагрегата приводит к возникновению коагуляционного контакта типа базис–скол.

Увеличение концентрации солей в поровом растворе и преобладание многовалентных катионов в обменном комплексе повышает количество нестабилизированных участков поверхности глинистых минералов, способствуя укрупнению их микроагрегатов. Осадок, образующийся в таких условиях, обладает исключительно высокой пористостью и характерной крупноячеистой микроструктурой (Круглицкий, 1968; Осипов, 1979; Осипов, Соколов, Румянцева, 1989).

Уплотнение глинистых осадков иллит-смешанослойного состава в ходе литогенеза имеет свои характерные особенности, отличающие их от уплотнения осадков



Рис. 65. Микроструктура морского осадка иллитового состава

тонкодисперсных набухающих минералов. Эти особенности обусловлены существованием у подобных осадков крупноячеистой открытой микроструктуры и меньшим содержанием в осадке связанной воды.

Под влиянием вначале физико-химических процессов, а затем возрастающего гравитационного давления неоднородная крупноячеистая микроструктура осадков начинает интенсивно уплотняться уже на этапе раннего катагенеза. Преобладание дальних коагуляционных контактов между микроагрегатами обуславливает высокую подвижность микроструктуры: уплотнение идет за счет взаимного перемещения микроагрегатов и разрушения крупных межмикроагрегатных микропор-ячей с распадом их на более мелкие микропоры. Наличие в осадке до 30–40% песчано-алевритового материала не оказывает существенного влияния на уплотнение, поскольку обломочный материал погружен в глинистую матрицу и не имеет взаимных контактов (не образует трехмерной структурный скелет). Уплотнение микроструктуры сопровождается отжатием из крупных микропор свободной поровой воды и ее миграцией к дренирующим горизонтам толщи.

Свободное гравитационное уплотнение осадка продолжается до середины подзоны раннего катагенеза (глубина 1200–1300 м), где пористость пород становится равной 30–35%, что заметно меньше по сравнению с пористостью осадков тонкодисперсных набухающих минералов. Существенные изменения претерпевает стру-

ктура порового пространства: практически исчезают крупные микропоры и значительная часть мелких (1–10 мкм) межмикроагрегатных микропор, увеличивается содержание тонких (0,1–1 мкм) микропор.

Ускоренное уплотнение осадков на данном этапе литогенеза объясняется наличием у них крупных открытых пор, заполненных в основном легко отжимающейся свободной водой, и низкой прочностью структуры из-за меньшего количества контактов в единице объема осадка по сравнению со структурой, сложенной тонкодисперсными минералами и их ультрамикроагрегатами. Кроме того, заметное влияние на уплотнение оказывает меньшая однородность осадков среднего шельфа и периферической части дельты по сравнению с глубоководными осадками. Это создает более благоприятные условия для оттока и дренирования воды, отжимаемой из осадка.

В конце диагенеза – начале раннего этапа катагенеза заканчивается отжатие свободной воды, дальнейшая дегидратация осадка становится возможной только за счет удаления осмотической воды. Из-за повышенной вязкости осмотической воды и развития противодействующего процесса диффузионного массопереноса интенсивность процесса уплотнения несколько снижается. В сторону глинистой толщи начинается диффузия слабо гидратируемых катионов (K^+ , Si^{4+} и других), что создает условия для начала гидрослюдизации смешанослойных минералов.

По мере отжатия осмотической воды в начале среднего этапа катагенеза начинается процесс цементации, который приводит вначале к образованию переходных, а затем фазовых контактов. Несмотря на повышение прочности структурных связей порода продолжает уплотняться за счет реологических процессов без нарушения сплошности.

Характер уплотнения и деформирования пород гидрослюдистого и смешанослойного состава заметно изменяется с началом процесса трансформации адсорбционно-связанной воды в свободную в конце среднего этапа катагенеза. Трансформация связанной воды сопровождается снижением роли эффекта Ребиндера – адсорбционного понижения прочности пород, что определяет заметное повышение их прочности и хрупкости. Поэтому дальнейшее деформирование пород при уплотнении начинает носить характер хрупкого разрушения и обуславливает появление микротрещин. Развитие микротрещиноватости усиливается с началом аргиллитизации породы в конце среднего и нижнем этапах катагенеза, которая сопровождается образованием псевдокристаллов плитчатой формы и повышением неоднородности структуры и структурных связей.

Фация мелководной части шельфа и прибрежной зоны. Осадки рассматриваемого типа формируются в условиях мелкого шельфа и подвижного прибрежного мелководья, в условиях повышенной динамической активности прибрежных течений. С ними связано образование покровов V, VI и VII классов, проницаемых для газов и частично непроницаемых для нефтей. Основные минеральные компоненты осадка – ненабухающие минералы каолинит, иллит, хлорит. Среди набухающих разностей возможно присутствие смешанослойных минералов типа монтмориллонит-иллит, содержание которых быстро уменьшается с глубиной. В осадках имеется значительное количество песчаных и пылеватых зерен, содержание которых изменяется от 30–40% до 70–80%. В обменном комплексе преобладают кальций и магний. Строение осадочной толщи характеризуется большой неоднородностью: глинистые осадки чередуются с прослоями и линзами песчаного и алевритового материала.

Структурообразование мелководных глинистых осадков обуславливается несколькими основными факторами, а именно: 1) низкой гидрофильностью ненабухающих минералов и их склонностью при коагуляции образовывать крупноячеистые осадки с невысокой структурной прочностью, легко уплотняющиеся даже при небольших нагрузках; 2) высоким содержанием обломочных зерен песчано-пылеватых размерностей, способных на определенном этапе уплотнения создавать собственный структурный каркас и препятствовать уплотнению; 3) высокой неоднородностью толщи осадков, наличием в ней прослоев и линз более грубого материала, создающих благоприятные условия для дренирования поровых вод глинистых осадков и активного геохимического обмена между толщей осадков и подземными водами.

Глинистые минералы группы каолинита и хлорита обладают еще меньшей устойчивостью в природных дисперсиях по сравнению с иллитом и слабо набухающими смешанослойными. Это объясняется относительно большими размерами их частиц (0,5–10 мкм) и низкой гидрофильностью. Из-за слабо развитого диффузного слоя и небольшой толщины поверхностных гидратных пленок, частицы этих минералов способны агрегировать с образованием ближних коагуляционных контактов и таким образом еще больше увеличивать свои размеры. В микроагрегатах частицы взаимодействуют по типу базис–базис. Наибольшую специфичность в этом отношении проявляет каолинит, образующий плоские микроагрегаты типа “сдвинутой колоды карт” (O'Brien, 1971; Осипов, Соколов, Румянцева, 1989).

Большие размеры частиц каолинита и хлорита и их агрегатов способствуют осаждению этих минералов на ранней стадии седиментогенеза. Поэтому накопление их идет в условиях мелкого шельфа и прибрежного мелководья, где они выпадают в осадок вместе с песчано-пылеватым материалом и наиболее крупными микроагрегатами иллита.

В придонной части бассейна микроагрегаты каолинита и хлорита взаимодействуют друг с другом и образуют крупноячеистую микроструктуру аналогично той, которая показана на схеме П-д (рис. 11). Контактное взаимодействие микроагрегатов в такой микроструктуре идет по типу базис–базис или базис–скол при небольших углах наклона микроагрегатов друг к другу. Впервые подобная микроструктура для осадков каолинита была получена в лабораторных условиях O'Брайеном (O'Brien, 1972), в дальнейшем она была подтверждена в наших экспериментах (Осипов, 1979) (рис. 66).

Микроструктура чисто каолинитового осадка имеет исключительно высокую пористость (до 95%). Размеры отдельных пор достигают 10–18 мкм. Весовая влажность осадка составляет 130–300%. Большая часть поровой влаги относится к свободной воде, доля связанной воды незначительна и не превышает 5–10%.

Как уже отмечалось, осаждение глинистых минералов в области среднего и в особенности мелкого шельфа и прибрежного мелководья происходит совместно с обломочным материалом песчаных и пылеватых фракций. Это вызывает развитие процессов гетерокоагуляции, когда взаимодействие глинистых частиц идет не только между собой, но и с более крупными обломочными зёрнами. Поверхностные (молекулярные) силы песчано-алевритовых частиц слабо экранированы гидратными пленками, и поэтому обломочные зёрна представляют своеобразные адсорбционные центры для более дисперсного глинистого материала (Дерягин, 1986; Ефремов, Усъяров, 1972). Это является причиной развития в полидисперсной системе гетерокоагуляции, т.е. налипания более мелких глинистых частиц на поверхности об-

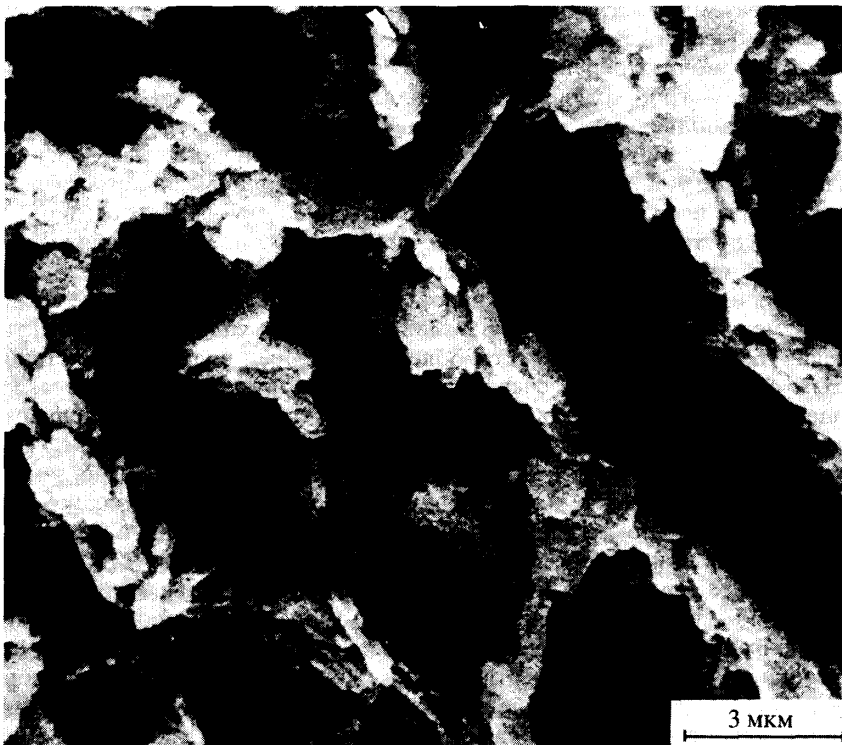


Рис. 66. Микроструктура осадка каолинита

ломочных зерен. В результате образуется агрегат из обломочного зерна, окруженного налипшими глинистыми частицами, который осаждается вместе с глинистыми микроагрегатами и участвует в формировании микроструктуры осадка.

Благодаря наличию плотных агрегатов первичная пористость образующегося осадка несколько ниже по сравнению с чисто каолиновым осадком. При небольшом содержании песчано-пылеватых частиц в осадке (менее 40%) они погружены в глинистую матрицу и не контактируют друг с другом и, таким образом, не оказывают существенного влияния на уплотнение осадка, поскольку их взаимное перемещение и скольжение происходит по окружающим их глинистым оболочкам.

Картина существенно меняется при увеличении содержания пылеватых и песчаных частиц в осадке более 40%. Это приводит к дальнейшему снижению пористости исходного осадка, которая может составлять не более 60–70%. На первых этапах литогенеза такой осадок может быстро уплотняться за счет того, что глинистое вещество, находящееся в зазорах между зернами, будет играть роль “смазки”. Поэтому происходит заметное повышение плотности осадка уже в зоне диагенеза. При дальнейшем уплотнении наблюдается постепенное увеличение количества непосредственных контактов между обломочными зернами и образование их собственного структурного каркаса, который начинает воспринимать эффективные напряжения и тем самым замедлять уплотнение осадка.

Таким образом, уплотнение глинистых осадков, сформировавшихся в мелководных условиях, зависит не только от микроструктуры глинистой матрицы, но и от содержания обломочных зерен. Уплотнение глинистой матрицы таких осадков развивается очень быстро. Это объясняется наличием крупных микропор, практически полностью заполненных свободной водой, и низкой структурной связностью самого осадка. Уже к концу катагенеза осадок, содержание обломочных зерен в котором не превышает 40%, способен уплотниться до величины пористости не более 30–35%. Большое влияние на ускоренное уплотнение мелководных осадков оказывает неоднородность их строения, наличие в разрезе прослоев и линз более грубого материала, хорошо дренирующего поровую влагу.

При увеличении содержания песчано-пылеватых зерен уплотнение мелководных глин замедляется: начиная с определенной степени уплотнения эффективные напряжения передаются на контакты обломочных зерен и уплотнение становится зависимым от подвижности песчано-алевритового структурного каркаса. Глинистое вещество внутри каркаса обломочных зерен остается недоуплотненным и сохраняет значительное количество средних и тонких микропор.

Благодаря последней особенности мелководные глины активно участвуют в процессах массообмена с растворами, циркулирующими в слоях-коллекторах, что обеспечивает поступление в них новых соединений и образование цемента. Уже в начале раннего этапа катагенеза в породе начинает развиваться цементация, т.е. ее дальнейшее уплотнение происходит не только под действием гравитационного давления, но и за счет выделения в поровом пространстве новых соединений. Ранняя цементация глин повышает их прочность и придает скелету высокую жесткость (хрупкость). Это обстоятельство, а также наличие структурных неоднородностей, способствуют появлению концентраторов напряжений и хрупких локальных разрушений микроструктуры с образованием микротрещин. Таким образом, уже в начале среднего этапа катагенеза при пористости 10–15% мелководные глины могут терять свои экранирующие свойства.

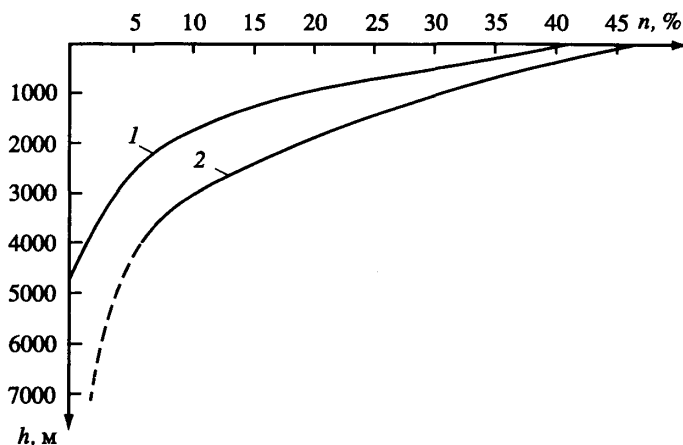
Пористость

Как отмечалось в главе 3, уплотнение глинистых осадков в ходе литогенеза и формирование их экранирующих свойств является сложным физико-химическим и механическим процессом, зависящим от состава, однородности и мощности толщи осадка, геодинамических, термобарических и геохимических условий уплотнения. Различные сочетания этих факторов создают многообразие возможных вариантов хода уплотнения образовавшегося осадка, а отсюда – большой разброс значений плотности и пористости пород с глубиной.

Важнейшее значение при уплотнении осадков имеет их первичный состав и строение осадочной толщи, которые определяются фациальными условиями накопления материала осадков. В зависимости от этих условий изменяется минеральный состав осадков, состав поровых вод и обменного комплекса, состав и содержание органики, а так же однородность и мощность осадка, наличие в нем прослоев и линз более грубого материала. Исходный состав влияет на минеральные преобразования и развитие физико-химических процессов в осадке в ходе его литогенеза. Поэтому в осадочных нефтегазоносных бассейнах, сложенных различными фациальными комплексами глинистых пород (глубоководными, относительно глубоководными и мелководными), будут наблюдаться различные зависимости изменения

Рис. 67. Обобщенные зависимости изменения общей пористости глинистых отложений с глубиной:

1 — по данным Дж. Уэллера, 2 — по данным Н.Б. Вассоевича



пористости с глубиной. Действительно, приведенные нами ранее данные (рис. 33 и 34), полученные для различных осадочных бассейнов, свидетельствуют о том, что каждый бассейн характеризуется своей закономерностью изменения пористости глинистых отложений по разрезу.

Это обстоятельство совершенно не учитывалось такими известными исследователями как Дж. Уэллер (1961) и Н.Б. Вассоевич (1958), предложившими усредненные зависимости изменения плотности глин с глубиной (рис. 67). Полученные ими данные не позволяют осуществлять прогнозирование экранирующих свойств покрышек, поскольку не учитывают специфических условий уплотнения и формирования экранирующих свойств глинистых отложений различной фацальной принадлежности.

Из сказанного следует, что при изучении зависимости пористости от глубины погружения глинистых осадков следует рассматривать глины сходного состава, т.е. сформировавшиеся в одинаковых фацальных условиях. Такой подход позволяет сократить разброс значений пористости и выявить закономерности изменений, происходящих в каждом конкретном фацальном комплексе глинистых осадков. В дальнейшем, опираясь на фацальный анализ бассейна и на полученные закономерности, можно прогнозировать изменение пористости глин в различных частях разреза.

Уплотнение фацальных типов глинистых покрышек. Исходя из имеющихся опубликованных данных, рассмотрим изменение пористости с глубиной различных фацальных типов глинистых отложений.

Изменение пористости с глубиной для глубоководного фацального комплекса можно проследить на разрезах осадочных бассейнов Западной Сибири и Прикаспия. В Западно-Сибирском бассейне глубоководные глины залегают на пяти уровнях глубин (см. рис. 49). Это интервалы 800–1000, 1100–1200, 1500–1600, 2000–2300 и 2700–2800 м. Построенная по этим интервалам зависимость пористости от глубины показывает, что на глубине 600 м пористость равняется 30%, а на глубине 1000 м – 23% (рис. 68). В составе глин в этом интервале глубин преобладает монтмориллонит. В дальнейшем с увеличением глубины пористость снижается до 21% (1200 м), 17% (1600 м), 12% (2100 м), 7% (2800 м). На глубинах 1500–1600 м в глинах появляются смешанослойные минералы (монтмориллонит-гидрослюда-

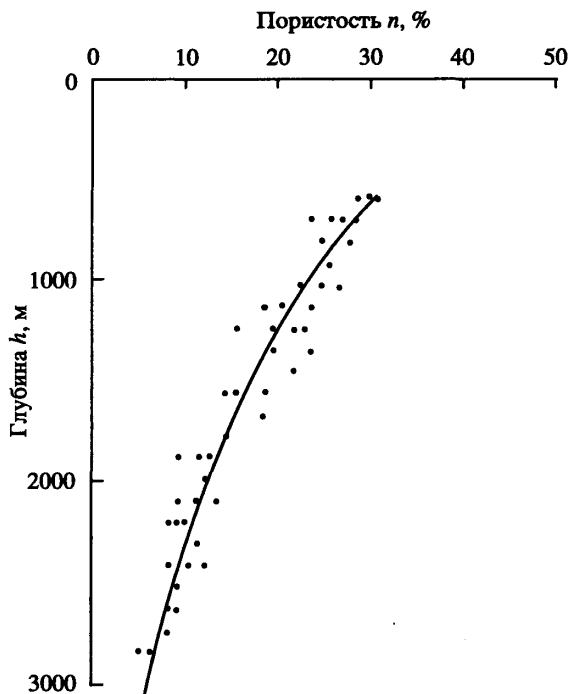


Рис. 68. Изменение пористости с глубиной для глинистых отложений глубоководных фаций Западно-Сибирского бассейна

стые) с содержанием набухающих слоев 40–80%; на глубинах 2000–2100 м они становятся преобладающими. Одновременно идет снижение количества набухающих прослоев в структуре смешанослойных минералов. Вероятно, что термодинамический процесс трансформации адсорбционно-связанной воды в свободную, развивающийся на этих глубинах, активизирует минеральные преобразования, направленные на сокращение количества набухающих слоев в составе глинистых минералов.

В Прикаспийском бассейне глубоководные глины залегают до исследованных глубин равных 6000 м. Особенность осадков

этого бассейна — значительное содержание в них монтмориллонита. Так же как и в Западно-Сибирском бассейне, здесь наблюдается прогрессивное изменение пористости с глубиной, которое продолжается вплоть до глубины 6000 м. В интервале глубин от 3000 до 6000 м пористость снижается с 8 до 2%.

В пределах других бассейнов (Буреинского, Волго-Уральского, Ямальского и др.) глубоководные глины залегают преимущественно в верхах разреза на глубинах до 1000–1500 м (см. рис. 49 и 50). Пористость их достигает 20–25%; в составе глин преобладают монтмориллониты и смешанослойные с количеством набухающих слоев в пределах 40–80%.

На рис. 69 представлена обобщающая кривая изменения пористости с глубиной глинистых покрывок I и II типов, полученная нами на основе анализа данных для 20 осадочных бассейнов территории бывшего Советского Союза. Кривая описывается уравнением полинома третьей степени вида:

$$n = 43,584 - 0,019 \cdot h + 2,933 \cdot 10^{-6} \cdot h^2 - 1,508 \cdot 10^{-10} \cdot h^3, \quad (7.1)$$

коэффициент корреляции $R = 0,93$.

Как видно из полученного графика, в верхней части разреза до глубин 500–600 м (начало раннего этапа катагенеза), осадок уплотняется относительно быстро за счет отжатия свободной воды и закрытия мелких межмикрoагрегатных пор. Пористость осадка в конце этого интервала глубин достигает 35–40%. Далее процесс уплотнения принимает более плавный экспоненциальный характер, что обусловлено затрудненным удалением связанной воды из тонко микрoпористой ми-

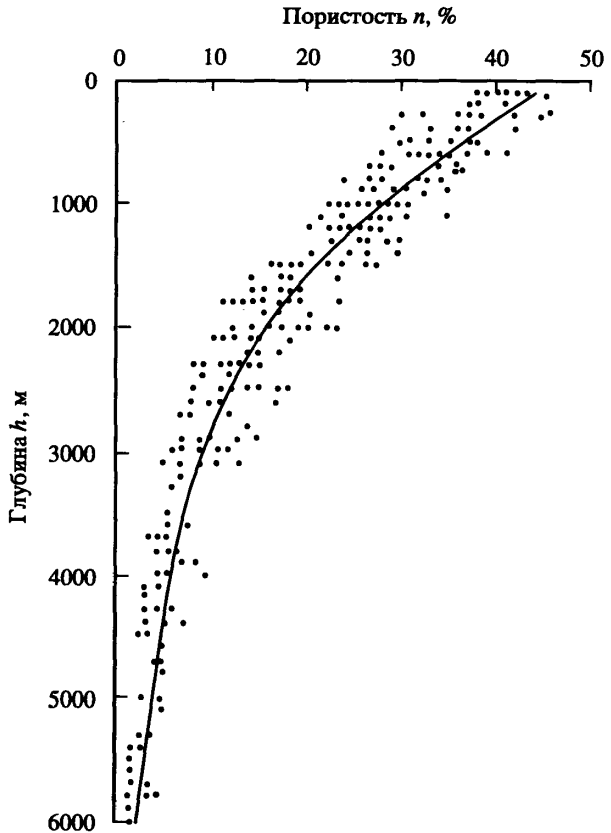
Рис. 69. Обобщенный график изменения пористости с глубиной для глинистых отложений фаций глубоководного шельфа и прилегающих частей моря

кроструктуры. Аналогичный характер уплотнения наблюдается примерно до глубин 3000–3500 м (конец среднего этапа катагенеза), где пористость пород достигает 6–7%. С трансформацией адсорбционно-связанной воды в свободную, уплотнение толщи замедляется в связи с повышением прочности структурных связей и развитием реологического механизма деформации с высокой вязкостью структуры. Такой механизм деформирования остается, очевидно, преобладающим на весь интервал глубин от 3000–3500 до 6000 м, возможно, и более. Пористость пород на этом интервале глубин изменяется от 6–7% до 2%.

Важная особенность процесса уплотнения глубоководных глин-покрышек – преобладание свободного геостатического уплотнения, которое развивается до глубин 3000–3500 м и обусловлено минеральным составом и микроструктурой этих пород. Только на больших глубинах процесс переходит в стадию затрудненного геостатического уплотнения (см. табл. 2). Во всем интервале рассматриваемых глубин уплотнение носит характер пластического деформирования и не сопровождается нарушением сплошности структуры, т.е. образованием микротрещин. При свободном геостатическом уплотнении пластические деформации идут по гидратным пленкам связанной воды на контактах частиц и их микроагрегатов, а при затрудненном гравитационном уплотнении – за счет пластификации контактных зон минералов и развития ползучести структуры без ее разрушения.

Уплотнение и изменение пористости с глубиной глинистых отложений фации шельфа средних глубин и периферической части дельты имеет свои отличительные черты. Закономерности их уплотнения в природных условиях можно рассмотреть на примере осадочного бассейна Западной Сибири, где они встречаются на глубинах 1200–1300, 1600–1700, 2100–2300 и 2800–2900 м. Пористость глин применительно к этим глубинам составляет следующие величины: 19, 16, 12 и 7% (рис. 70).

В пределах других рассматриваемых бассейнов (Зейско-Буреинского, Волго-Уральского, Южно-Ямальского и др.) указанные фации залегают в пределах глубин



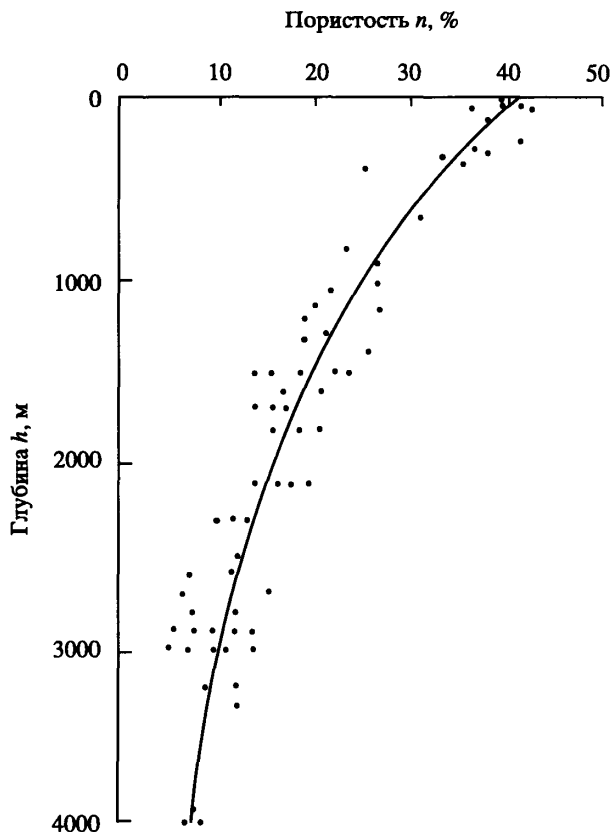
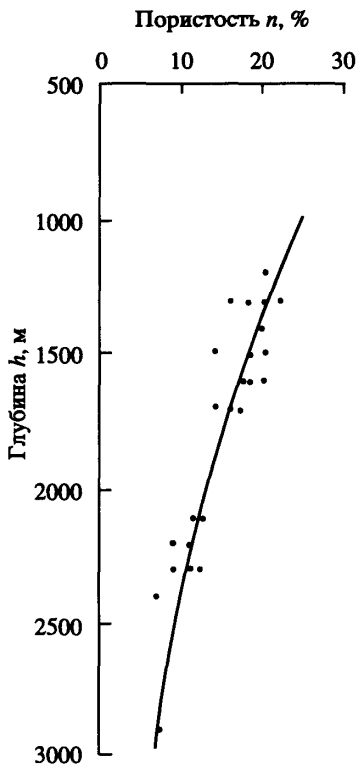


Рис. 70. Изменение пористости с глубиной для глинистых отложений фаций среднего шельфа и периферической части дельты Западно-Сибирского бассейна

Рис. 71. Обобщенный график изменения пористости с глубиной для глинистых отложений фаций среднего шельфа и периферической части дельты

от 1500 до 4000 м. Повсеместно в их составе преобладающим минералом является иллит.

Обработка всех имеющихся данных по глинистым отложениям среднего шельфа и периферической части дельты позволила получить для них общую зависимость пористости от глубины (рис. 71), которая описывается следующим корреляционным уравнением:

$$n = 41,127 - 0,020 \cdot h + 4,413 \cdot 10^{-6} \cdot h^2 - 3,571 \cdot 10^{-10} \cdot h^3, \quad (7.2)$$

коэффициент корреляции $R = 0,91$.

Результаты изучения уплотнения глин иллитового и смешанослойного состава, показывают, что до глубины погружения 1500–2000 м эти осадки относительно глубоководные испытывают быстрое уплотнение, превышающее по своим темпам уплотнение глин монтмориллонитового состава. Это объясняется их исключительно

высокой пористостью и наличием в их структуре крупных пор-ячей, заполненных свободной поровой водой, которые легко разрушаются под действием даже небольшого давления. Меньшая однородность этих отложений по сравнению с глубоководными глинами создает более благоприятные условия для оттока отжимающейся воды, что так же способствует их быстрому уплотнению в зоне диагенеза и подзоне раннего катагенеза.

В конце раннего и начале среднего этапов катагенеза при пористости 12–20% характер уплотнения относительно глубоководных глинистых осадков изменяется и становится менее интенсивным. Одной из причин этого является начало цементации пород и повышение их структурной связности за счет появления вначале переходных, а затем фазовых контактов. Деформирование породы начинает приобретать реологический характер и развиваться за счет ползучести скелета. Весь процесс из стадии свободного геостатического уплотнения переходит в стадию затрудненного геостатического уплотнения, в основе которого продолжает оставаться относительное перемещение структурных элементов без разрыва сплошности структуры и образования микротрещин.

Новые качественные изменения в механизме уплотнения толщи происходят на глубинах 2500–2800 м в конце среднего этапа катагенеза при пористости породы 8–9%. В дальнейшем в уплотнении ведущую роль начинают играть перекристаллизационные явления. Переход адсорбционно-связанной воды в свободную воду на этих глубинах приводит к резкому повышению хрупкости породы и началу ее прогрессивного разрушения (образование микротрещин) в местах концентрации напряжений. Удалению прочно связанной воды способствуют также процессы преобразования смешанослойных минералов в иллит, усиливающиеся с глубиной. Одновременно с повышением иллитизации и хлоритизации начинаются перекристаллизация и аргиллитизация породы, которые приводят к образованию в ней крупных глинистых поликристаллов и сланцеватости. С последним связано повышение неоднородности структурных связей и усиление образования микротрещин по плоскостям кливажа.

Уплотнение и изменение пористости глинистых отложений фации мелководной части шельфа и прибрежной зоны имеет свои особенности, отличные от уплотнения рассмотренных выше фаций.

Поскольку среди изученных нами бассейнов нет единого разреза, в пределах которого многократно повторялись бы условия мелководной прибрежной седиментации, то на рис. 72 приводится сводная кривая изменения пористости этих осадков с глубиной, полученная на основе обобщения данных по нескольким осадочным бассейнам. Полученная зависимость пористости от глубины залегания пород также описывается полиномом третьей степени:

$$n = 39,564 - 0,028 \cdot h + 9,294 \cdot 10^{-6} \cdot h^2 - 1,055 \cdot 10^{-10} \cdot h^3, \quad (7.3)$$

коэффициент корреляции $R = 0,93$.

На первых этапах литогенеза мелководные осадки испытывают быстрое гравитационное уплотнение, по своей интенсивности значительно превосходящее уплотнение отложений среднего шельфа, и тем более глубоководных осадков. Так к концу диагенеза (глубина ~90 м) пористость осадков становится равной 35–40%, а при завершении раннего этапа катагенеза (глубина ~1000 м) достигает 10–20%. При переходе в подзону среднего катагенеза скорость уплотнения мелководных осадков резко снижается и дальнейшее их уплотнение идет намного медленнее, чем более глинистых осадков из области среднего и глубоководного шельфа.

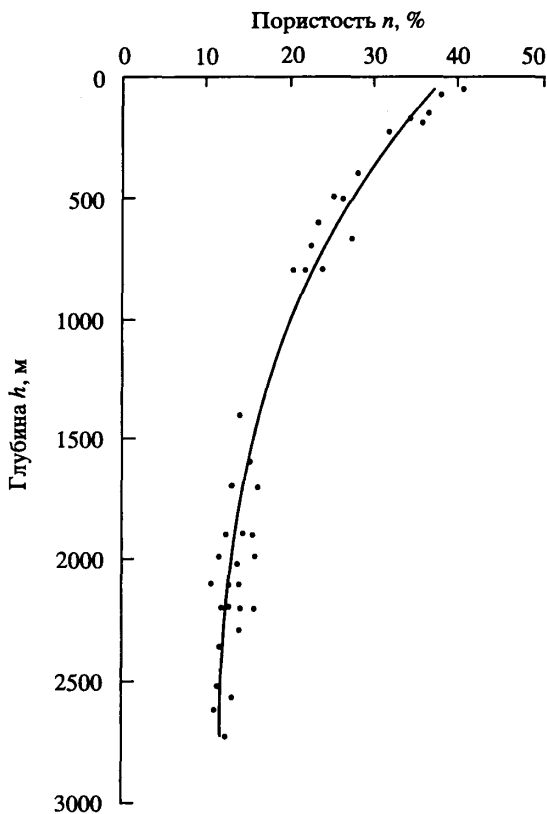


Рис. 72. Обобщенный график изменения пористости с глубиной для глинистых отложений фаций мелкого шельфа и подвижного прибрежного мелководья

Полученная закономерность уплотнения мелководных глинистых осадков с глубиной может быть объяснена указанными выше особенностями этих осадков. Интенсивное уплотнение на первых этапах литогенеза связано с низкой структурной прочностью осадка (вследствие относительно крупных размеров образующих его структурных элементов – микроагрегатов каолинита, хлорита и песчано-пылеватых зерен, позволяющих создавать ограниченное количество контактов в единице объема), высокой его дренируемостью и преобладанием в порах несвязанной воды, легко отжимающейся из осадка. Все это способствует свободному гравитационному уплотнению, которое продолжается до глубины 1200–1500 м.

При достижении указанной глубины характер уплотнения мелководной глины претерпевает существенные изменения. Одной из причин этого может быть образование структурного каркаса из песчано-алевритовых зерен. Непосредственное соприкосновение зерен и повышение эффективных напряжений на контактах способствуют развитию конформно-регенерационной структуры. Другой причиной является начало цементации и повышение прочности структурных связей за счет образования переходных и фазовых контактов. Процесс цементации рассматриваемых отложений начинается раньше, чем у более однородных отложений среднего и глубоководного шельфа, и обусловлен относительно свободной циркулирующей порового раствора и привноса в глинистую толщу новых соединений из контактирующих с ней подземных вод. К сказанному следует добавить, что на этих глубинах происходят изменения в минеральном составе осадков: полностью исчезают смешанослойные минералы и начинаются эпигенетические преобразования каолинита и хлорита. В результате уплотнение идет исключительно медленно: в пределах глубин от 1500 до 3000 м уменьшение пористости составляет всего лишь 2–5%.

Важным является то, что с началом цементации неоднородной микроструктуры мелководных глинистых осадков, в ней возникают концентраты напряжений (на контактах зерен и микроагрегатов и вокруг наиболее крупных микропор), которые вызывают нарушение сплошности микроструктуры и образование микротрещин.

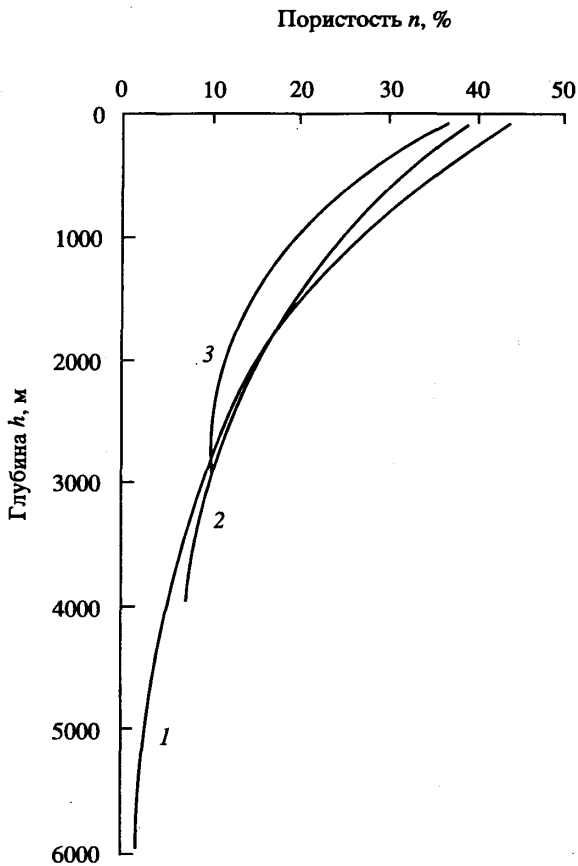
Рис. 73. Сравнительная оценка изменения пористости с глубиной для глинистых отложений, сформировавшихся в различных фациальных условиях:

1 – глубоководного шельфа и прилегающих частей моря, 2 – среднего шельфа и периферической части дельты, 3 – мелкого шельфа и подвижного прибрежного мелководья

Таким образом, развитие уплотнения за счет ползучести скелета для этих пород не характерно, что приводит к их раннему разрушению и потере экранирующих свойств на глубинах не превышающих 1800–2000 м.

Сравнительная оценка пористости различных фациальных типов глинистых покрышек. Проведенный выше анализ убедительно показывает специфичность поведения глинистых пород, сформированных в различных фациальных условиях. Сопоставление графиков уплотнения трех групп глинистых образований: глубоководных, относительно глубоководных и мелководных, свидетельствует о наличии существенных отличий в уплотнении этих глин в ходе литогенеза.

Как видно из рис. 73, на начальных этапах литогенеза (ранний и поздний этапы диагенеза и ранний этап катагенеза) наиболее интенсивное уплотнение наблюдается у мелководных глинистых отложений. Относительно глубоководные отложения на этих этапах литогенеза уплотняются более медленными темпами, чем мелководные осадки. Наименьшее уплотнение в начале литогенеза испытывают глубоководные глины. Так на глубине ~300 м пористость мелководных, относительно глубоководных и глубоководных осадков составляет соответственно 32, 35 и 40%. К концу раннего – началу среднего этапа катагенеза уплотнение мелководных и относительно глубоководных глин замедляется, в то время как глины глубоководной фаши продолжают испытывать прогрессирующее уплотнение. На глубинах, соответствующих, примерно, 2500–3000 м пористость всех групп пород выравнивается и становится равной 10–12%. Далее уплотнение фаций относительно глубоководных и мелководных глин начинает постепенно отставать от уплотнения глубоководных глин, существенно изменяется и механизм их уплотнения: в уплотнении глубоководных глин важную роль продолжают иг-



рать геостатические нагрузки, в то время как основным фактором уплотнения глин, отложившихся в других фациальных условиях, становятся рекристаллизационные процессы.

Микротрещиноватость

Развитие микротрещиноватости относится к сложным и слабо изученным вопросам формирования свойств глинистых пород. Долгое время в нефтяной и газовой геологии основное внимание обращалось на структурно-тектонические факторы нарушения сплошности глинистых толщ, играющие важнейшую роль в формировании и локализации месторождений. Однако изучение макротрещиноватости не решает полностью проблему исследования экранирующих свойств глинистых покрышек. Совершенно очевидным является то, что оценка качества глинистых покрышек внутри ненарушенных блоков пород осадочного происхождения не возможна без учета их микротрещиноватости.

Образование микротрещин имеет исключительно сложный характер и обусловлено влиянием как внешних (напряженное состояние толщ, температура), так и рядом внутренних факторов (состав пород, степень однородности их микростроения, характер структурных связей, наличие связанной воды и т.д.) Наименее изучена до настоящего времени роль особенностей самой породы в образовании микротрещин, которые, в свою очередь, связаны с условиями формирования глинистых осадков и их преобразования в ходе литогенеза. Именно этим факторам будет уделено наибольшее внимание при последующем рассмотрении вопроса.

Общие закономерности. Основная причина образования микротрещин – концентрация напряжений в локальных точках (участках) породы и необратимый разрыв сплошности ее структуры. Условия концентрации напряжений определяются характером структурных связей. В породах, в которых преобладают коагуляционные контакты между структурными элементами, образование микротрещин не происходит. Это объясняется двумя обстоятельствами. Первое связано с тем, что в таких системах отсутствуют условия для концентрации значительных напряжений в локальных точках в силу легкой подвижности структуры и ее высокой способности к рассеиванию (диссипации) напряжения за счет взаимного перемещения структурных элементов. Вторая причина заключается в быстрой обратимости (восстановлении) коагуляционных контактов при их разрушении. Поэтому даже при относительно быстром деформировании количество коагуляционных контактов в плоскости сдвига изменяется незначительно. Именно благодаря этим особенностям коагуляционных контактов глины во влажном состоянии способны проявлять типичную пластичность и практически неограниченно деформироваться без разрыва сплошности.

Из сказанного следует важный вывод о том, что микротрещины не могут возникать в пределах зоны диагенеза и начала раннего этапа катагенеза, где в глинистых породах любого фациального происхождения преобладают коагуляционные контакты. Повышение дисперсности и гидрофильности минералов, наличие в обменном комплексе Na^+ и модификация поверхности минералов гумусированной органикой способствуют сохранению в породе коагуляционных контактов и, таким образом, препятствуют появлению микротрещин в раннем и более поздних этапах катагенеза.

Условия для образования микротрещин начинают создаваться только с началом преобладания в глинистых отложениях переходных и, особенно, фазовых контактов. Но даже наличие фазовых контактов не всегда приводит к появлению микротрещин. Развитие этого процесса, помимо прочности контактов, зависит от однородности микроструктуры глин, скорости наращивания напряжений и термобарических условий. Присутствие в породе песчаных и пылеватых зерен, а также крупных микропор и микроагрегатов, характерных для осадков иллитового, каолинитового и хлоритового составов, повышает неоднородность микроструктуры и вероятность образования в ней концентраторов напряжений, что способствует развитию микротрещин. Чем однороднее микроструктура и чем меньше по размерам образующие ее структурные элементы, тем выше вероятность того, что даже при наличии прочных контактов уплотнение породы будет носить пластифицированный (ползучий) характер. Сказанное подтверждается полевыми наблюдениями ряда исследователей. Так, например, И.И. Нестеровым (1965) было замечено, что примесь песчано-алевритового и карбонатного материала в глинах повышает их микротрещиноватость.

Важное значение имеет скорость приложения нагрузки и характер напряженного состояния осадков. При медленном накоплении осадков, что имеет место в глубоководной зоне бассейна, условия для диссипации напряжений в структуре осадка более благоприятны, чем для мелководья или средней части шельфа, где осадконакопление идет более быстрыми темпами.

Большое влияние на образование неравномерного напряженного состояния в структуре пород оказывают тектонические напряжения и геодинамические процессы. Образование на дне бассейнов локальных поднятий платформенного или переходного типов может спровоцировать появление зон микротрещиноватости в глинистой толще. При этом, как было показано в работах А.М. Монюшко (1979), максимальная микротрещиноватость наблюдается на переклиналях и крыльях поднятий, где происходит наибольшая деформация пород и действуют растягивающие напряжения.

При образовании микротрещин под влиянием тектонических напряжений большую роль играют породы, вмещающие глинистую толщу. Было замечено (Воробьев, 1969), что сцементированные породы, заключенные в менее жесткие разности, обладают пониженной микротрещиноватостью по сравнению с такими же породами, заключенными в очень жесткие образования. В основе этой закономерности лежат чисто реологические явления. Менее жесткие породы (например, соли), окружающие глинистую толщу, в силу своей пластичности легко деформируются под влиянием тектонических напряжений и равномерно передают их на более жесткую глинистую толщу, где они постепенно диссипируют за счет реологических подвижек. Если же глинистые породы заключены в более жесткие разности, такие, например, как известняки или песчаники, то передача напряжений происходит неравномерно: более жесткие вмещающие породы концентрируют внешние напряжения внутри себя и только после достижения предела прочности, быстро передают накопившиеся напряжения на глинистую толщу, вызывая в ней не пластифицированную деформацию, а хрупкое разрушение.

Пластифицированное деформирование пород за счет реологических процессов зависит не только от однородности микроструктуры и скорости передачи напряжений, но и термобарических условий. При увеличении давления и температуры вероятность такого механизма уплотнения возрастает, но только

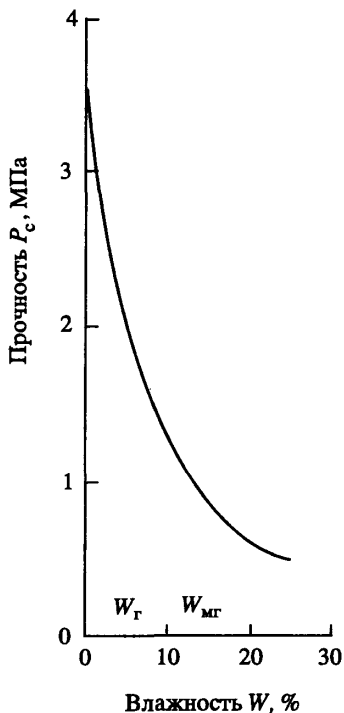


Рис. 74. Изменение прочности сухой глины при адсорбции ею влаги из воздуха.

до определенной глубины погружения, соответствующей изотермической границе 65–70 °С. При достижении этой границы начинается термодинамический процесс перехода адсорбционно-связанной воды в свободную воду, который сопровождается резким повышением прочности породы и ее хрупкости.

Повышение прочности породы с потерей адсорбционно-связанной воды объясняется действием эффекта — адсорбционного понижения прочности при смачивании твердой поверхности, впервые открытого П.А. Ребиндером.

В соответствии с этим эффектом дегидратация вызывает увеличение поверхностной энергии тела, а, следовательно, и его прочности. Подтверждением сказанного могут быть экспериментальные данные, полученные В.Н. Соколовым (1973) по изучению изменения прочности сухой глины в результате адсорбции ею влаги из воздуха (рис. 74).

С потерей адсорбционно-связанной воды и повышением прочности пород начинается прогрессивный процесс образования микротрещин, хотя развитие его в различных породах может идти по-разному.

В тонкодисперсных, высокогидрофильных образованиях, у которых отжиге образовавшейся свободной воды весьма затруднено, этот процесс может растянуться на большой интервал глубин вплоть до 6000 м и более. Очевидно, что с этим же связано медленное развитие в таких породах гидрослюдизации монтмориллонита и смешанослойных минералов, сопровождающейся дегидратацией межслоевых промежутков. В более грубых по составу и менее гидрофильных породах процессы дегидратации и развитие микротрещиноватости могут идти активнее и проявиться на глубинах 1800–2500 м, т.е. в конце среднего этапа катагенеза.

Развитие микротрещиноватости на указанных выше и больших глубинах может усиливаться за счет аргиллитизации породы и повышения ее сланцеватости. Этот процесс приводит к появлению крупных псевдокристаллов пластинчатой формы и повышению неоднородности структуры. Одновременно возрастает неравномерность распределения структурных связей и создаются условия для их разрыва в плоскости кливажа.

Влияние фациальных условий и процессов литогенеза на микротрещиноватость глинистых покрышек. Общие закономерности образования микротрещин свидетельствуют о тесной связи этого процесса с составом, микростроением и степенью литификации глинистых пород. Поэтому применительно к различным фациальным типам покрышек существуют свои особенности развития микротрещиноватости.

Глинистые отложения области глубоководного шельфа и прилегающей части моря, образующие покрывки I и II типов, как уже отмечалось, характеризуются высокой дисперсностью и гидрофильностью слагающих их минералов (монтмориллонит и смешанослойные с большим содержанием монтмориллонитовых слоев), однородной микроструктурой, преобладанием катиона Na^+ в обменном комплексе. Благодаря этому глубоководные глины способны удерживать связанную воду и сохранять коагуляционные контакты между структурными элементами вплоть до конца среднего этапа катагенеза. Потеря адсорбционно-связанной воды этими породами, начинающаяся при преодолении изотермической границы 65–70 °С, развивается медленно из-за затрудненного отжатия образующейся свободной воды, и, таким образом, не вызывает резкого увеличения прочности и хрупкости пород. Сказанное позволяет рассматриваемым глинам сохранять типичные пластические свойства вплоть до глубин 3500–4000 м.

На больших глубинах идет постепенное образование переходных и фазовых контактов кристаллизационного типа с одновременным снижением пластичности пород. Этому способствует, хотя и слабо развивающийся процесс иллитизации, приводящий к некоторому увеличению содержания ненабухающих глинистых минералов и снижению дисперсности породы. Однако, благодаря сохраняющейся достаточно высокой однородности микроструктуры и существенной роли термобарических факторов деформирование породы продолжает носить пластифицированный реологический характер и не сопровождается разрушением ее сплошности.

Можно считать, что глинистые покрывки I и II типов сохраняют свою сплошность и не проявляют склонность к образованию микротрещин практически до предельных глубин (5000–6000 м), представляющих на сегодня практический интерес.

Глинистые отложения, слагающие покрывки III и IV типов, формируются в условиях среднего шельфа и периферической части дельты. Для них характерно преобладание иллита и смешанослойных минералов, содержание до 10–20% обломочных песчано-пылеватых зерен, меньшая однородность микроструктуры и наличие в значительном количестве Ca^{2+} в обменном комплексе.

Особенности состава и микроструктуры относительно глубоководных осадков позволяют им сохранять гидратные пленки на контактах структурных элементов и оставаться в пластичном состоянии до глубин 1500–2000 м (конец раннего – начало среднего этапов катагенеза). С началом образования переходных и фазовых контактов возрастает вероятность роста микротрещин на отдельных неоднородностях микроструктуры. Однако процесс носит ограниченный характер и порода продолжает деформироваться, в основном, за счет ползучести скелета.

С началом процесса дегидратации породы и перехода адсорбционно-связанной воды в свободное состояние (глубины 2500–3000 м) образование микротрещин существенно интенсифицируется: порода быстро начинает терять свои изолирующие свойства.

Для подтверждения сказанного нами обобщены имеющиеся данные для различных нефтегазоносных бассейнов по микротрещиноватости покрывок III и IV типов. В качестве показателя состояния глин использовался модуль трещиноватости, который определялся как количество микротрещин на один погонный метр зерна (F_c , м^{-1}). На рис. 75 показано, что появление микротрещиноватости в породах, сформировавшихся в условиях средней глубоководности, фиксируется на глу-

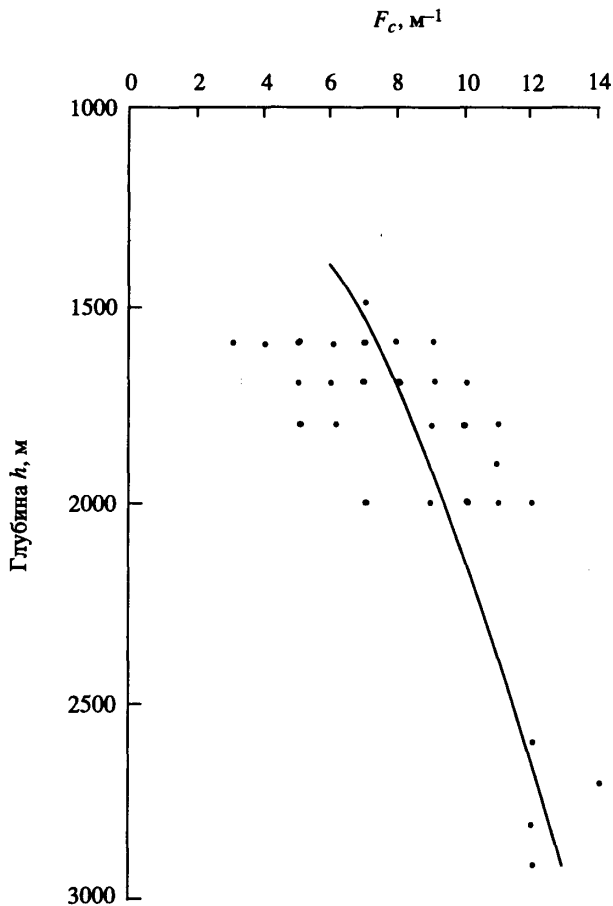


Рис. 75. Изменение микротрещиноватости с глубиной для глинистых отложений фаций среднего шельфа и периферической части дельты

бинах 1500–2000 м. Большой разброс значений модуля трещиноватости (от 3 до 12) связан, очевидно, со случайным характером развития этого процесса и недостаточной представительностью полученных данных. С увеличением глубины погружения пород, модуль трещиноватости растет и достигает значений 12–14 м⁻¹ на глубине 2500–3000 м.

Зависимость модуля трещиноватости от глубины для покрывок III и IV классов выражается следующим корреляционным уравнением:

$$F_c = -63,416 + 9,586 \cdot \ln h, \quad (7.4)$$

коэффициент корреляции $R = 0,73$.

Наибольшую склонность к развитию микротрещиноватости проявляют глинистые породы, отложившиеся в мелководных условиях и слагающие покрывки V–VII типов. Из-за слабой гидрофильности основных породообразующих минера-

Рис. 76. Изменение микротрещиноватости с глубиной для глинистых отложений фаций мелкого шельфа и подвижного прибрежного мелководья

лов, высокой неоднородности микроструктуры, значительного содержания обломочных зерен (до 70–80%) и активного взаимодействия со внешними растворами мелководные глинистые породы быстро теряют свою пластичность. Уже на раннем этапе катагенеза в них развивается процесс цементации, приводящий к упрочнению породы и началу ее разрушения, которое прогрессивно развивается с глубиной.

Анализ микротрещиноватости глинистых покрывок V–VII типов (рис. 76) показывает, что значения их модуля трещиноватости на глубинах 1500–2000 м изменяются от 7 до 20, что значительно больше, чем для покрывок III и IV типов. На глубинах около 3500 м количество микротрещин на 1 погонный метр керна достигает 35–40, что свидетельствует о высокой разрушенности породы.

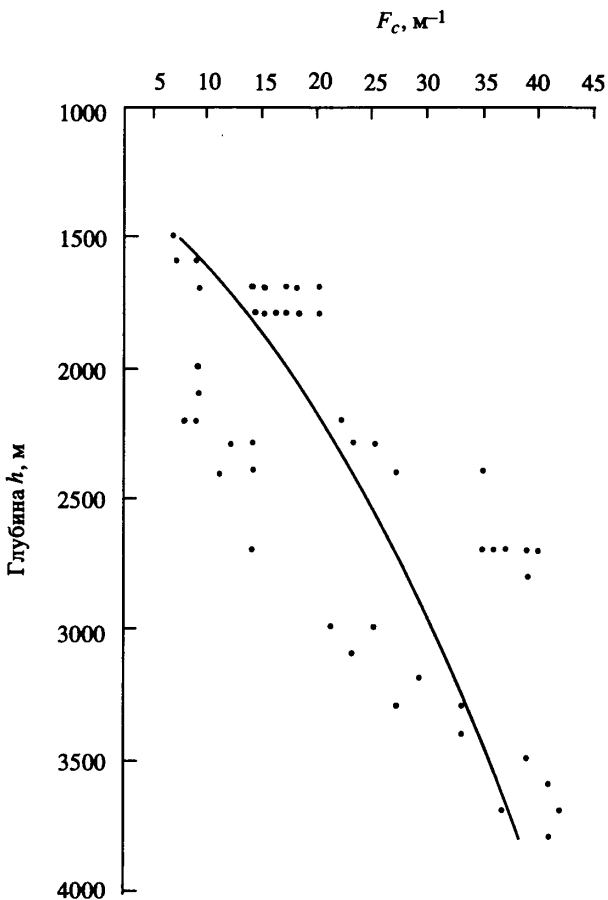
Обработка полученных данных зависимости модуля трещиноватости от глубины для покрывок V–VII типов позволяет получить следующее уравнение:

$$F_c = 235,12 + 33,18 \cdot \ln h, \quad (7.5)$$

коэффициент корреляции $R = 0,76$.

Проницаемость

Основные факторы проницаемости глинистых пород – их состав, величина пористости и структура порового пространства, содержание связанной воды, микротрещиноватость, минерализация и химический состав фильтрующейся жидкости, температурный и гидродинамический градиенты, однородность состава толщи по разрезу. Теоретические аспекты изучения проницаемости и зависимость ее от раз-



личных факторов были рассмотрены в главе 3. Поэтому ниже остановимся на анализе влияния на проницаемость состава, строения и особенностей литификации различных фаціальных типов глинистых покрышек.

Фация глубоководной части шельфа и прилегающего морского бассейна. Седиментация глинистого материала в условиях глубоководного шельфа и прилегающей к нему части моря способствуют образованию осадка монтмориллонит-смешанослойного состава с достаточно однородной мелко- и тонкопористой микроструктурой. Уже в ходе диагенеза в результате удаления свободной поровой воды и закрытия мелких микропор (1–10 мкм) осадок уплотняется до величины пористости 35–40%. Остающиеся в осадке тонкие микропоры (0,1–1 мкм) и ультрамикропоры (< 0,1 мкм) в значительной степени оказываются перекрытыми адсорбционно-связанной и осмотической водой, что заметно снижает величину эффективной пористости и проницаемость осадков. Дальнейшее уплотнение глин на раннем этапе катагенеза приводит к закрытию большего количества тонких микропор и практически полному прекращению фильтрационной проницаемости. Остающиеся в породе ультрамикропоры полностью перекрыты связанной водой и являются не проницаемыми даже при очень высоких градиентах. Таким образом, уже на глубинах 400–600 м проницаемость глубоководных осадков снижается до 10^{-5} мД, осадки приобретают хорошие экранирующие свойства, позволяющие им стать надежными покрышками нефтяных и газовых месторождений.

В дальнейшем, по мере погружения и большего уплотнения, экранирующие свойства глубоководных глин постоянно повышаются вплоть до глубин 3500–5000 м. Происходящие в них на этих глубинах незначительные преобразования минерального состава (иллитизация смешанослойных и монтмориллонита) и трансформация адсорбционно-связанной воды в свободную существенного влияния на экранирующие свойства не оказывают из-за медленного развития этих процессов. Отсутствие условий для развития микротрещиноватости позволяет глинистым толщам глубоководного происхождения оставаться непроницаемыми для нефти и газа до глубин, возможно, превышающих 5000 м.

Фация среднего шельфа и периферической части дельты. Осадки этого комплекса фаций имеют крупнопористую микроструктуру, образованную микроагрегатами иллита и смешанослойных минералов. В результате уплотнения на стадии диагенеза проницаемость осадков быстро падает и к концу раннего этапа катагенеза (глубина 1200–1300 м) достигает минимальной величины равной 10^{-3} – 10^{-4} мД, при пористости породы 18–20%. Поровое пространство сложено в основном тонкими микропорами и ультрамикропорами, в значительной степени заполненными связанной водой. Активная пористость формируется за счет тонких микропор и составляет незначительную долю от общей пористости. При повышении гидростатического напора проницаемость несколько возрастает. Это объясняется вовлечением в фильтрационный процесс внешних слоев пленки связанной воды.

Интересно, что общая пористость пород рассматриваемых фаций на глубинах 1200–1500 м ниже, чем пород глубоководных фаций. Несмотря на это, их проницаемость имеет намного большие значения, что обуславливается структурой порового пространства и наличием у отложений тонких пор, не полностью перекрытых связанной водой.

При погружении на большую глубину в подзоне среднего катагенеза, несмотря на дальнейшее уплотнение, фильтрационная способность пород не снижается, а начинает расти. Это связано с несколькими причинами. Одна из них – развитие микротрещино-

Рис. 77. Изменение проницаемости с глубиной для глинистых отложений фаций среднего шельфа и периферической части дельты

ватости, обусловленное цементацией глин и повышением их жесткости. Большое влияние на повышение фильтрационной способности толщи оказывает процесс термодинамического удаления адсорбционно-связанной воды, который приводит к повышению эффективной пористости. Одновременно идет преобразование смешанослойных минералов в иллит, что так же способствует повышению эффективной пористости. Все это приводит к заметному увеличению проницаемости, которая на глубине 2500–2800 м повышается на порядок и становится равной 10^{-3} мД.

С началом аргиллитизации в конце среднего этапа катагенеза возрастает микро трещиноватость, и породы практически становятся проницаемыми не только для газа, но и нефти.

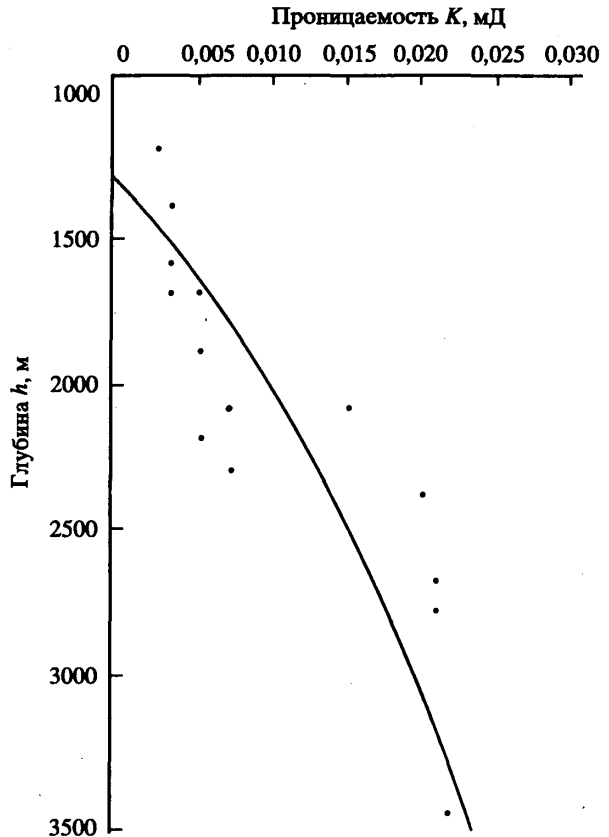
На основании имеющихся в литературе данных по проницаемости покрывшек III и IV типов нами построена зависимость изменения проницаемости с глубиной (рис. 77). Начиная с глубины, примерно, 1500 м относительно глубоководные глины начинают прогрессивно повышать проницаемость и на глубине 2500–3000 м практически теряют свои экранирующие свойства.

Полученная зависимость выражается следующим соотношением:

$$K = -0,168 + 0,023 \cdot \ln h, \quad (7.6)$$

коэффициент корреляции $R = 0,85$.

Фация мелководного шельфа и прибрежной зоны. Глинистые осадки, формирующиеся в условиях мелководья, имеют неоднородную крупночешуйстую микроструктуру, сложенную низкоактивными ненабухающими минералами и содержащую до 80% включений песчаных и пылеватых зерен. Несмотря на интенсивное уплотнение такой микроструктуры, уже на первых этапах литогенеза, она сохраняет свою неоднородность и относительно высокую активную пористость. Поэтому проницаемость снижается медленно и достигает своих минимальных значений (10^{-2} мД) в начале среднего этапа катагенеза на глубинах 1200–1800 м. Дальнейшее



повышение экранирующих свойств этих глин прекращается из-за их ранней цементации и развития микротрещиноватости.

Уже на глубинах ~1900–2100 м они перестают играть роль покрышек. При термодинамическом удалении адсорбционно-связанной воды глины окончательно теряют свои экранирующие свойства.

В литературе имеются единичные данные по определению фильтрационных свойств мелководных глинистых пород. Поэтому можно говорить только о некоторой тенденции изменения K , которая заключается в постепенном снижении проницаемости, начиная с глубины 1500–1800 м.

Разрушение глинистых покрышек различных фациальных типов с глубиной

В предыдущих разделах настоящей главы были проанализированы основные факторы, влияющие на экранирующие свойства глин различных фациальных типов и закономерности изменения этих свойств с глубиной. Ниже будут рассмотрены примерные схемы разрушения глинистых покрышек различного типа.

В формировании экранирующих свойств глинистых покрышек конкурируют две тенденции. Первая обеспечивает повышение экранирующих свойств глинистых толщ и связана с постепенным уплотнением пород в ходе литогенеза, повышением однородности микроструктуры, снижением общей и эффективной пористости. Вторая направлена на снижение экранирующей способности глин и заключается в разрушении пород при: образовании микротрещин с развитием цементации и термодинамической дегидратации; повышении неоднородности микроструктуры при минеральных преобразованиях (иллитизации) монтмориллонита и смешанослойных минералов; перекристаллизации вещества породы при ее аргиллитизации; повышении содержания двух- и трехвалентных катионов в обменном комплексе, увеличении эффективной пористости на фоне постепенного уменьшения величины общей пористости за счет снижения гидрофильности минералов с глубиной и потери ими оболочек адсорбционно-связанной воды, снижении вязкости флюидов при повышении температуры.

Развитие перечисленных выше процессов определяется исходным минеральным и дисперсным составом глин, их первичной микроструктурой, составом обменных катионов и содержанием органики, а также всеми специфическими условиями литогенеза на различных его этапах. Обе упомянутые выше тенденции по-разному проявляются у глин различной фациальной принадлежности и имеют для каждого типа глин свои закономерности.

Наилучшими изолирующими свойствами обладают покрышки I и II типов. Образующие их осадки имеют однородную мелко- и тонкопористую микроструктуру с незначительным содержанием обломочных зерен. Под влиянием вначале физико-химического, а затем гравитационного уплотнения эти осадки быстро приобретают высокие экранирующие свойства. Уже на глубинах 400–600 м (начало раннего этапа катагенеза) при пористости 30–35% они становятся надежными экранами нефтяных и газовых месторождений. Это объясняется практически полной потерей ими эффективной пористости на этих глубинах за счет перекрытия большинства тонких и ультрамикропор связанной водой, не участвующей в фильтрационном переносе флюидов.

На последующих этапах катагенеза их проницаемость продолжает падать за счет дальнейшего снижения общей и эффективной пористости. Даже процессы ми-

неральных преобразований и термодинамического удаления адсорбционно-связанной воды, которые, хотя и вяло, но начинают развиваться в этих породах на глубинах 2500 м и более не нарушают однородность ее микроструктуры и не оказывают заметного влияния на проницаемость.

Исключительно высокая дисперсность и однородность микроструктуры глин позволяет им сохранять вначале истинную пластичность (за счет перемещения структурных элементов по гидратным пленкам), а затем на больших глубинах проявлять пластифицированное деформирование (ползучесть) структуры без разрушения ее сплошности. Это обеспечивает нахождение толщи в ненарушенном состоянии вплоть до глубин 5000–6000 м и, возможно, более.

Таким образом покрывки I и II типов представляют хорошие экраны для газовых и нефтяных залежей в исключительно широком диапазоне глубин: от 400–600 м до предельных глубин (5000–6000 м), представляющих практический интерес.

Покрывки III и IV типов относятся к разряду умеренно хороших экранов: они надежно удерживают нефтяные залежи и в большинстве случаев слабо проницаемы для углеводородного газа. Исходный осадок имеет крупночешуйчатую микроструктуру, образованную микроагрегатами иллита и смешанослойных минералов. В зоне диагенеза и раннего этапа катагенеза осадок испытывает интенсивное уплотнение, темпы которого превышают скорость уплотнения глубоководных отложений. Из-за неоднородности микроструктуры и относительно не высокой гидрофильности минералов, в породе все еще сохраняется эффективная пористость, хотя величина ее снижается быстрее общей пористости. На глубинах 1000–1200 м при пористости 20–25% глины достигают наилучших экранирующих свойств. Коэффициент проницаемости их снижается до 10^{-3} – 10^{-4} мД за счет практически полного перекрытия связанной водой активного порового пространства.

Дальнейшее уплотнение пород приводит к началу их цементации и повышению прочности и хрупкости структуры. Некоторое время порода деформируется пластифицированно за счет реологических процессов, однако, начиная уже с глубины 1800–2300 м в ней начинается постепенный рост микротрещин и повышение проницаемости. При достижении глубин 2500–3000 м происходит термодинамическая потеря адсорбционно-связанной воды, и порода окончательно теряет свои экранирующие свойства. Этому способствует развитие иллитизации, характерное для отложений данного типа.

Из сказанного выше следует, что покрывки III и IV типов обладают наилучшими изолирующими свойствами на глубинах 1000–2500 м при величине общей пористости 12–25%.

Покрывки V–VII типов слабо экранируют нефть и практически полностью проницаемы для газа. Образующаяся осадочная толща имеет неоднородное строение и содержит прослой и линзы более грубого материала, хорошо дренирующего отжимающуюся из осадка воду. Для глинистого осадка характерна неоднородная крупночешуйчатая микроструктура с включениями пылевато-песчаных зерен. Поровая вода в основном находится в свободном состоянии.

При наращивании гравитационных сил осадок быстро уплотняется, при этом скорость его уплотнения превышает уплотнение относительно глубоководных и глубоководных отложений. В начале среднего этапа катагенеза при пористости 15–20% порода приобретает максимальные экранирующие свойства. Несмотря на значительное уплотнение в отложениях сохраняется активное поровое простран-

ство, поэтому их проницаемость не опускается ниже 10^{-2} мД. Ранняя цементация породы и сохраняющаяся неоднородная микроструктура обуславливают начало образования микротрещин на относительно небольших глубинах, не превышающих 1800 м. Дальнейший прогрессивный рост трещиноватости быстро приводит эти породы к полной потере экранирующих свойств.

Из сказанного следует, что глинистые покрывки V–VII типов, сформировавшиеся в мелководных условиях, сохраняют свои наилучшие экранирующие характеристики в очень небольшом интервале глубин от 1200 до 1800 м.

Заканчивая обзор изменения состояния и свойств фациальных типов глинистых покрывок при литогенезе необходимо констатировать несколько фундаментальных принципов, которые вытекают из проведенного анализа.

1. Экранирующие свойства покрывок определяются фациальными условиями накопления глинистого материала и возрастают по мере увеличения глубины его отложения: наименьшими экранирующими свойствами обладают глины, сформировавшиеся в условиях мелкого шельфа и прибрежного мелководья, а наиболее высокими – сформировавшиеся в условиях глубоководного шельфа и прилегающих частей моря.

2. Глубины, на которых покрывки приобретают изолирующие свойства в процессе литогенеза, тем меньше, чем выше дисперсность и однородность осадка. Так у глинистых отложений глубоководных фаций высокие экранирующие свойства проявляются на глубинах 400–600 м, у фаций среднего шельфа и периферической части дельты – 1000–1200 м, у фаций мелкого шельфа и прибрежного мелководья – 1200–1400 м.

3. Пористость глинистых отложений, при которой достигаются наилучшие экранирующие свойства, тем ниже, чем ниже дисперсность и однородность глинистой толщи: у глубоководных фаций она соответствует значениям 30–35%, у отложений относительно глубоководных фаций – 20–25%, и у отложений мелководных фаций – 15–20%.

4. Чем выше дисперсность и однородность глинистой толщи, тем в большем интервале глубин она сохраняет свои наилучшие экранирующие свойства. У глинистых покрывок, сформировавшихся в глубоководных фациальных условиях, высокие экранирующие свойства сохраняются в пределах глубин от 400–500 м, вплоть до 5000–6000 м, и, возможно, более. У глинистых толщ, сформировавшихся в условиях среднего шельфа и периферической части дельты – в интервале глубин от 1000–1200 до 2000–2500 м. У глинистых покрывок мелководного происхождения сохранение наилучшей экранирующей способности наблюдается в узком интервале глубин, измеряемом несколькими сотнями метров (1200–1800 м).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Глава 8

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МИКРОСТРУКТУР ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Представления физико-химической механики дисперсных пород как основа моделирования

Исходя из представлений физико-химической механики, структурно-механические параметры глинистых пород зависят не столько от механических свойств материала самих частиц, сколько от силы сцепления между твердыми структурными элементами и количества контактов в сечении разрушения. Поэтому прочность дисперсной структуры P_c при одновременном разрушении контактов пропорциональна средней силе сцепления между частицами P_1 и числу разрушенных контактов в единице площади поверхности разрушения χ (Ребиндер, Щукин, Марголис, 1964; Ребиндер, 1966; Щукин, 1981):

$$P_c = P_1 \cdot \chi. \quad (8.1)$$

Данное соотношение устанавливает связь между классическими представлениями о прочности дисперсных систем и ее микроструктурными особенностями.

С позиций физико-химической механики глинистые породы являются гетерогенными многокомпонентными системами с сильно развитой внутренней межфазной поверхностью, т.е. с избыточной свободной межфазной энергией σ . Доля скомпенсированной межфазной энергии ΔF_a , обусловленная контактными взаимодействиями между частицами, составляет по отношению к общей избыточной энергии системы, примерно такую же величину, как отношение площади, приходящейся на контакты, к суммарной межфазной поверхности. Именно величина ΔF_a и определяет способность системы сопротивляться внешним воздействиям, т.е. обуславливает ее механическую прочность. В результате высокой открытой пористости дисперсных систем свободная энергия взаимодействия частиц ΔF_a более чувствительна по сравнению со сплошными телами к влиянию физико-химических факторов, таких как влажность, состав и концентрация порового раствора, температура, геостатическое давление.

Использование описанного подхода, нашедшего применение при изучении прочности дисперсных пород (Соколов, 1973; Осипов, 1979; Соколов, 1985; Осипов, Соколов, Румянцева, 1989), позволяет подойти к решению проблемы моделирования изменения свойств глинистых покрышек в процессе литогенеза.

Расчет количества контактов

Анализ зависимости 8.1 показывает, что значения прочности породы определяются ее микроскопическими параметрами (силой сцепления в контакте и количеством контактов в единице площади поверхности разрушения), которые, в свою очередь, зависят от микроморфологических особенностей структуры. Чем точнее будут определены эти параметры и чем ближе расчетная схема отражает реальную структуру дисперсной системы (в нашем случае это реальная микроструктура того или иного типа глинистой покрышки), тем достовернее будут сделаны прогнозные оценки поведения всей системы под действием различных физико-химических факторов.

Для оценки количества контактов в плоскости разрушения в настоящее время разработано несколько расчетных схем – моделей дисперсного пористого тела. Число контактов в этих моделях определяется размером и формой частиц, способом их укладки и тесно связано с пористостью. Чем меньше размер частиц и плотнее их упаковка, тем больше контактов в единице объема и тем выше прочность системы.

Наиболее простой является *глобулярная модель*, предложенная П.А. Ребиндером, Е.Д. Шукиным и Л.Я. Марголисом (1964) для структур, сложенных частицами сферической формы и имеющих пористость более 48%. Позднее эта модель была распространена на структуры с пористостью в интервале от 48 до 26% (Амелина, Шукин, 1970). Для построения глобулярной модели используются прямолинейные цепочки, состоящие из касающихся друг с другом шаров одинакового диаметра (рис. 78). Цепочки расположены по трем взаимно перпендикулярным направлениям и, пересекаясь, образуют узлы структуры. Способ упаковки характеризуется структурным параметром N – средним числом частиц от узла до узла. Если $N = 1$, то получается структура с простой кубической упаковкой, при дробном значении N система характеризуется неправильным чередованием узлов. В такой модели пористость n однозначно связана с параметром N . Эта зависимость дается обычно графически (рис. 79) в виде функции (Амелина, Шукин, 1970):

$$1 / N^2 = f(n). \quad (8.2)$$

Число контактов на единицу поверхности разрушения связано с параметром N и средним радиусом структурного элемента r следующей зависимостью (Ребиндер, Шукин, Марголис, 1964; Амелина, Шукин, 1970; Шукин, 1965):

$$\chi = \frac{1}{4r^2 N^2}. \quad (8.3)$$

В.Г. Бабаком (1974) была предложена иная формула для нахождения числа контактов в глобулярной модели:

$$\chi = \frac{3}{2\pi} \frac{z(1-n)}{(2r)^2}, \quad (8.4)$$

где z – координационное число, характеризующееся средним числом контактов каждого структурного элемента с соседними, n – пористость, r – средний радиус структурного элемента.

Координационное число не зависит от размера структурных элементов в глобулярной модели и определяется исключительно ее пористостью. Для нахождения z

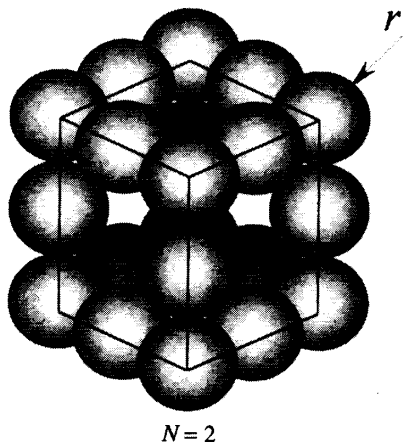
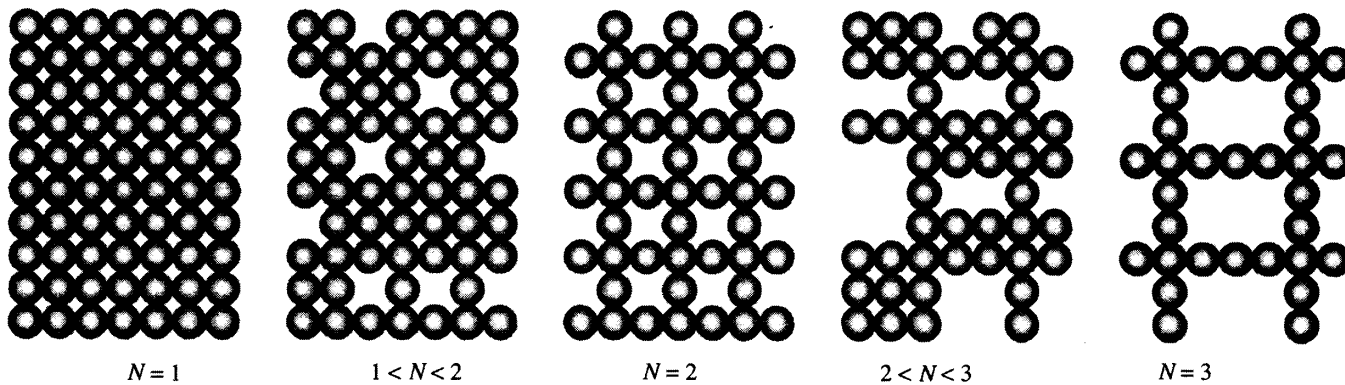


Рис. 78. Схема глобулярной модели дисперсной пористой структуры:
 N – среднее число частиц от узла до узла, определяемое пористостью структуры;
 r – средний радиус частиц

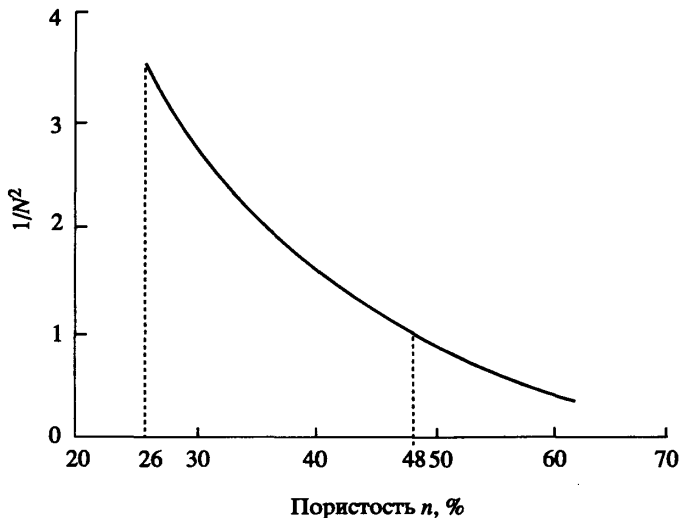


Рис. 79. Зависимость параметра $1/N^2$ от пористости структуры n

имеется ряд простых выражений, полученных разными авторами. Так, В.Филд (Field, 1963) предложил следующую зависимость:

$$z = \frac{12}{1 + e}, \quad (8.5)$$

где e – коэффициент пористости.

В. Грей (Gray, 1968) получил ряд других зависимостей:

$$z = 3,1 / n, \quad (8.6)$$

$$z = 2 \exp(2,4n). \quad (8.7)$$

Пористость в формулах 8.6 и 8.7 выражается в долях единицы.

Глобулярная модель может использоваться для песков, песчаников, алевролитов и некоторых тонкодисперсных пород, структурные элементы которых (частицы, микроагрегаты) имеют форму близкую к сферической. Так, например ее применение возможно для расчета количества контактов в некоторых суглинках, сложенных песчаными зернами и округлыми песчано-глинистыми агрегатами (рис. 80, а, б), а также в трепелах, опоках и опокovidных глинах (рис. 80, в), образованных глобулами кремнезема. Проведенные расчеты показали, что количество контактов в опоках в зависимости от их пористости составляет $10^5 + 10^7 \text{ см}^{-2}$, а в лесовидных суглинках $1,2 \times 10^6 + 6,2 \times 10^7 \text{ см}^{-2}$.

Основным недостатком глобулярной модели является то, что она не учитывает полидисперсность и анизотропию формы структурных элементов, слагающих глины. Поэтому В.Н. Соколовым (1991) была предложена *бидисперсная глобулярная модель*, с помощью которой можно оценить количество контактов в системе, сложенной крупными (с радиусом R) и мелкими (с радиусом r) частицами (рис. 81). Согласно этой модели, общее количество контактов равно количеству контактов между крупными частицами (χ_R), умноженному на число кон-

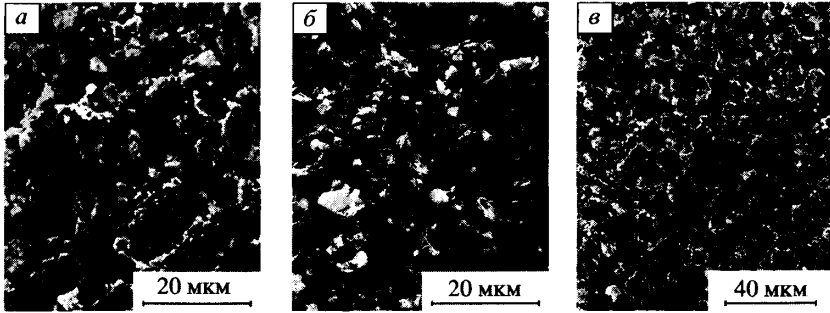


Рис. 80. Микроструктуры глинистых пород, описываемые глобулярной моделью:
а – лессовидный суглинок; *б* – легкий морской суглинок; *в* – опоковидная глина

тактов между мелкими частицами (χ_r), находящимися в пределах контактной площадки между крупными частицами. Величины χ_R и χ_r находятся соответственно из следующих выражений:

$$\chi_R = \frac{3z(1-n)}{8\pi R^2}, \quad (8.8)$$

$$\chi_r = \frac{\rho_R \varphi_r R^2}{2\rho_r \varphi_R r^2}, \quad (8.9)$$

где ρ_R , ρ_r , φ_R , φ_r , R и r – соответственно плотность, содержание и средний эквивалентный радиус крупных и мелких частиц; z – координационное число, n – пористость.

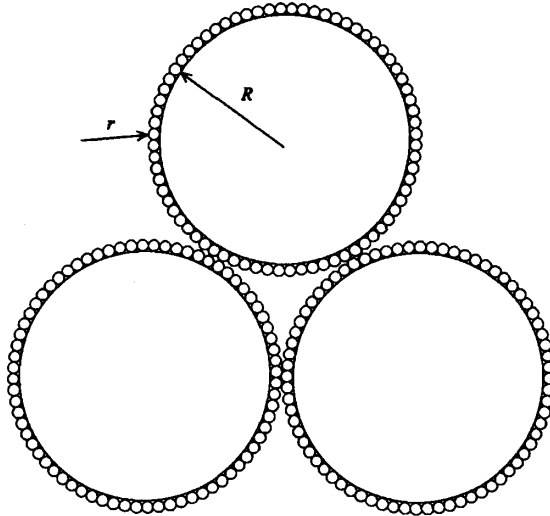


Рис. 81. Схема бидисперсной модели дисперсной пористой структуры: R – средний радиус больших частиц, r – средний радиус малых частиц.

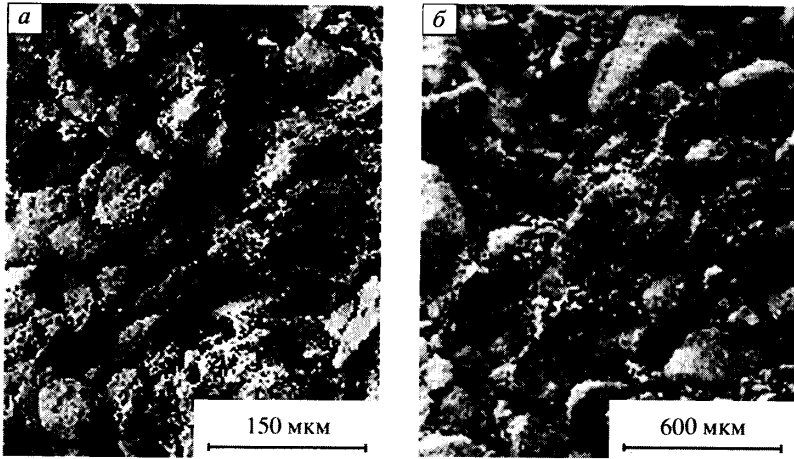


Рис. 82. Примеры микроструктуры глинистых пород, описываемых бидисперсной моделью: а – средний морской суглинок; б – легкий морской суглинок

Общее количество контактов в бидисперсной системе находится следующим образом:

$$\chi = \chi_R \chi_r = \frac{3z(1-n)\rho_R \phi_r}{16\pi r^2 \rho_r \phi_R} \quad (8.10)$$

Расчеты, проведенные по формуле (8.10) для суглинков (рис. 82), показывают, что для них при пористости 40% значение χ может изменяться от $1,2 \times 10^7$ см⁻² до 1×10^9 см⁻² в зависимости от соотношения ϕ_R и ϕ_r .

Для описания глинистых пород, сложенных анизометричными частицами плоской формы, разработана модель “перекашивающегося карточного домика” (Соколов, 1985, 1991). В основу модели положены представления о карточном домике, стенками которого являются тонкие диски, имитирующие пластинчатые глинистые частицы или листообразные микроагрегаты, контактирующие между собой (рис. 83).

Для оценки степени уплотненности пород в предложенной модели используется параметр θ – среднее значение угла между частицами. Пористость связана с величиной θ следующей зависимостью:

$$n = 1 - \frac{K \cdot b/a}{\sin \theta + (K \cdot b/a)}, \quad (8.11)$$

где K – коэффициент (для дисков $K = 3\pi/4$), a и b – средние значения диаметров и толщин дисков соответственно.

На основе рассмотренной модели можно оценить число контактов в единице поверхности разрушения (χ^θ) в зависимости от среднего угла между глинистыми частицами (θ):

$$\chi^\theta = \chi^{90} / \sin \theta. \quad (8.12)$$

Число контактов χ^{90} , когда частицы, формирующие ячейку, взаимно перпендикулярны ($\theta = 90^\circ$), определяется как $\chi^{90} = 2/a^2$, где a – длина частицы.

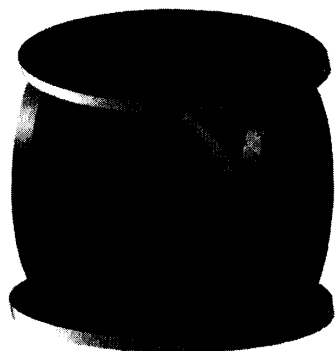
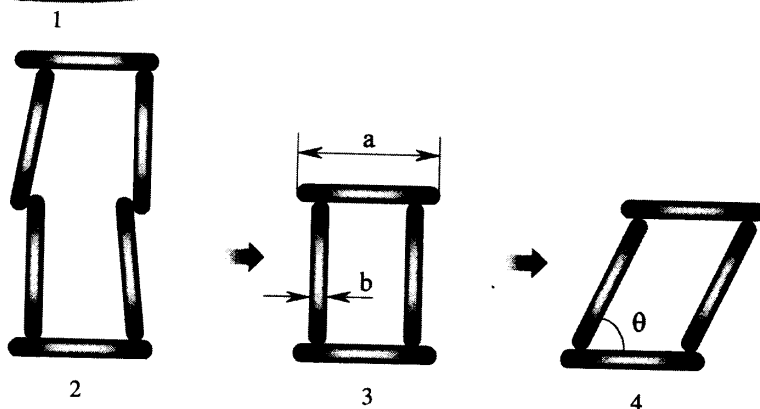


Рис. 83. Схема модели “перекашивающегося карточного домика”:

1 – общий вид; 2, 3, 4 – различные состояния трансформации структуры при уплотнении, где a – длина частицы, b – толщина частицы, θ – угол наклона частицы



Учитывая изложенное, формула 8.12 может быть записана в виде:

$$\chi^{\theta} = 2 / \sin \theta \cdot a^2. \quad (8.13)$$

Параметры a и θ могут быть оценены на основе количественного анализа изображения структуры глинистой породы, полученного под растровым электронным микроскопом.

Расчеты, проведенные по формуле 8.13, показали, что для современного ила Каспийского моря (рис. 84, а) величина χ^{θ} составляет $6,9 \times 10^7 \text{ см}^{-2}$. Для морской хвалынской глины, отобранной в районе г. Волгоград (рис. 84, б) и имеющей примерно такую же дисперсность, как и взятый ил, но более высокую степень ориентации структурных элементов, величина χ^{θ} равна $3,9 \times 10^8 \text{ см}^{-2}$. Для глинистого сланца (рис. 84, в) χ^{θ} возрастает до $4,4 \times 10^8 \text{ см}^{-2}$. Не столь высокое возрастание χ^{θ} в этом случае происходит вследствие того, что, несмотря на минимальное значение угла θ , для глинистых сланцев характерно увеличение размера микроагрегатов (увеличение параметра a в формуле 8.13).

Некоторые из описанных моделей дисперсных пористых тел могут успешно применяться для расчета количества контактов в глинистых покрышках. При этом для глинистых покрышек I–II и III–IV классов, представленных в основном глинами различной степени литификации, аргиллитами и глинистыми сланцами, наилучшие результаты получаются при использовании модели перекашивающегося карточного домика. Данная модель учитывает все характерные особенности строения таких глини-

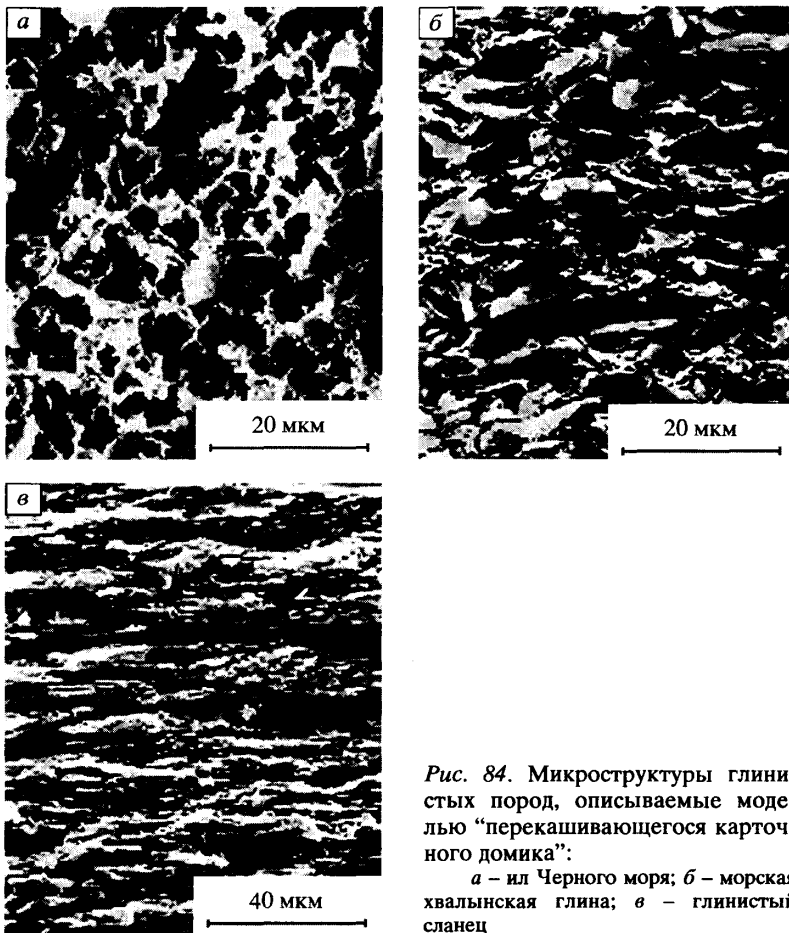


Рис. 84. Микроструктуры глинистых пород, описываемые моделью “перекашивающегося карточного домика”:

a – ил Черного моря; *б* – морская хвалынская глина; *в* – глинистый сланец

стых пород: анизометричность формы листообразных микроагрегатов глинистых частиц, слагающих породу, степень ориентации контактирующих структурных элементов.

Для глинистых покровов V–VII классов, представленных преимущественно пылеватыми глинами и алевролитами, целесообразнее использовать бидисперсную модель. Она учитывает то, что пылеватые глины и алевролиты сложены преимущественно округлыми по форме зернами различных минералов с размерами до 30–50 мкм, покрытыми сплошным слоем глинистых частиц, размер которых обычно не превышает микрона.

Прочность индивидуальных контактов между глинистыми частицами

Расчетный метод. Прочность индивидуального контакта – важнейшая характеристика структуры глинистых пород. Для ее оценки часто используют метод, основанный на применении уравнения 8.1, описывающего взаимосвязь между прочно-

стью структуры на разрыв P_c , количеством контактов на единицу площади сечения разрушения χ и средней прочностью индивидуальных контактов P_1 . Принимая, что при испытании на разрыв все контакты разрушаются одновременно, из уравнения 8.1 можно получить среднюю прочность единичного контакта:

$$P_1 = P_c / \chi. \quad (8.14)$$

Расчеты, проведенные В.И. Осиповым, В.Н. Соколовым и Н.А. Румянцевой (1989) для глин различной степени литификации, показали, что значение P_1 варьирует в значительных пределах. Так, например, для современных илов величина прочности индивидуальных контактов составила $\sim 10^{-10} + 10^{-8}$ Н, что соответствует дальним и ближним коагуляционным контактам. Для слаболитифицированных ленточных глин значения P_1 имеют величины $\sim 10^{-8} + 10^{-7}$ Н, что характерно для ближних коагуляционных и переходных контактов. Для аргиллитов были получены значения $\sim 6 \times 10^{-7}$ Н, свидетельствующие о преобладании фазовых контактов.

Экспериментальные методы. Прямые измерения прочности индивидуальных контактов являются сложной экспериментальной проблемой и требуют проведения прецизионных по своей точности опытов.

Коагуляционные контакты. Первым экспериментом по прямому измерению сил сцепления между твердыми телами стали опыты, проведенные Б.В. Дерягиным и И.И. Абрикосовой (1951) с помощью микровесов с отрицательной обратной связью. В ходе испытаний 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 $\sim 5 \times 10^{-21}$ Дж. Анализ результатов этих экспериментов показал, что сила молекулярного притяжения между макротелами (кварцевой пластиной площадью 3×7 мм² и кварцевой сферической линзой с $R = 26$ см) на расстояниях около 100 нм может достигать 10^{-8} Н.

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. Так Я. Израелашвили и Г. Адамс (Israelachvili and Adams, 1978) разработали 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 измерялась методом многократной интерференции пучка света с точностью 0,1–0,2 нм.

С помощью описанной установки Р. Пашлей и Я. Израелашвили (Pashley, Israelachvili, 1981) получили новые данные о зависимости энергии взаимодействия пластин слюды от концентрации и типа электролита. В частности они установили, что на расстоянии от более 5 нм экспериментальные результаты согласуются с теорией ДЛФО. В то же время на более близких расстояниях при высоких концентрациях электролита KCl ($C \geq 10^{-2}$ моль/л) наблюдались силы отталкивания, проявление которых связывалось с процессами гидратации катионов калия, адсорбированных на поверхности слюды.

Переходные и фазовые контакты. Для измерения сил, действующих на переходных (точечных) и фазовых контактах, была разработана специальная установка, позволяющая измерять сцепление в контактах между двумя твердыми частица-

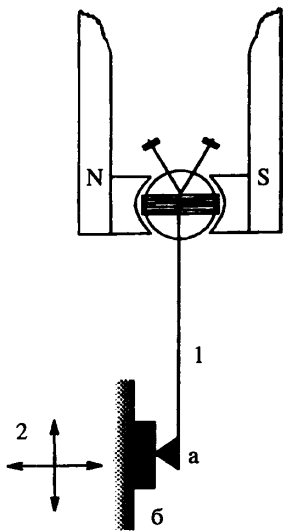


Рис. 85. Схема устройства для измерения силы сцепления в контактах между твердыми частицами

ми при различных усилиях их поджима (Амелина, Щукин, 1970). В качестве нагруженного элемента и измерителя силы в установке использовалась высокочувствительная магнитоэлектрическая система гальванометра (рис. 85). Сила измерялась с точностью 10^{-8} Н. При проведении эксперимента две частицы, одна из которых (а) жестко закреплена на стрелке гальванометра (1), а другая (б) — на манипуляторе (2), сближаются до соприкосновения. Момент контакта фиксировался с помощью длиннофокусного микроскопа. Усилие поджима и отрыва частиц создавалось при пропускании тока через рамку гальванометра в одном направлении и в другом. Измеряемая сила соответствовала прочности контакта на разрыв, т.е. отражала суммарное действие структурных связей в контакте. Устройство позволяет проводить измерения на воздухе и в жидких средах при температуре от комнатной до 200°C .

Экспериментальные исследования, проведенные Р.К. Юсуповым (1973) с помощью указанной установки, показали, что при усилиях поджима ($f_p > 5 \times 10^{-5}$ Н) у микрокристаллов различного минерального состава (нафталин, хлорид натрия, тальк, вермикулит) начинается пластическая деформация частиц в местах контакта, что приводит к образованию вначале переходных ($P_1 \approx 10^{-7}$ Н), а затем фазовых ($P_1 > 10^{-7}$ Н) контактов. Присутствие на контактах поверхностно-активных веществ оказывает стабилизирующее действие и может понизить прочность контакта на несколько порядков.

В.П. Ваганов (1975) экспериментально исследовал и описал другой механизм формирования фазовых контактов — за счет образования в определенных физико-химических условиях точечной цементации — первичного мостика, соединяющего минеральные частицы. Прямые измерения, проведенные с помощью рассмотренной выше магнитоэлектрической системы показали, что между кристалликами двухводного гипса в перенасыщенных 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.Г. Бабак, С.П. Козуб и др. (1977); В.Н. Соколов (1985) разработали специальное устройство, позволяющее исследовать контактные взаимодействия непосредственно в камере образцов РЭМ. При определении силы сцепления между частицами или микрокристаллами один образец размещается на стандартном гониометрическом устройстве РЭМ, а второй закрепляется на держателе, жестко связанном с магнитоэлектрической системой, собственная жесткость которой составляла 9×10^{-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 5×10^{-9} Н, а диапазон измеряемых сил — 10^{-3} – 10^{-8} Н.

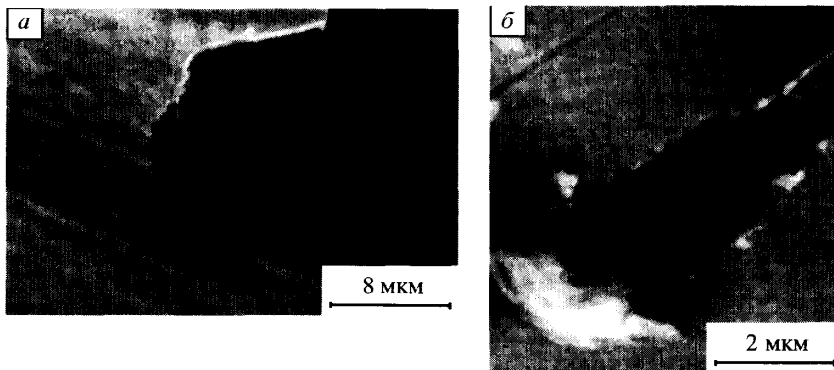


Рис. 86. РЭМ-фотографии:

a – момент контакта между микрокристаллами NaCl и поверхностью слюды; *б* – отпечаток контакта на поверхности слюды

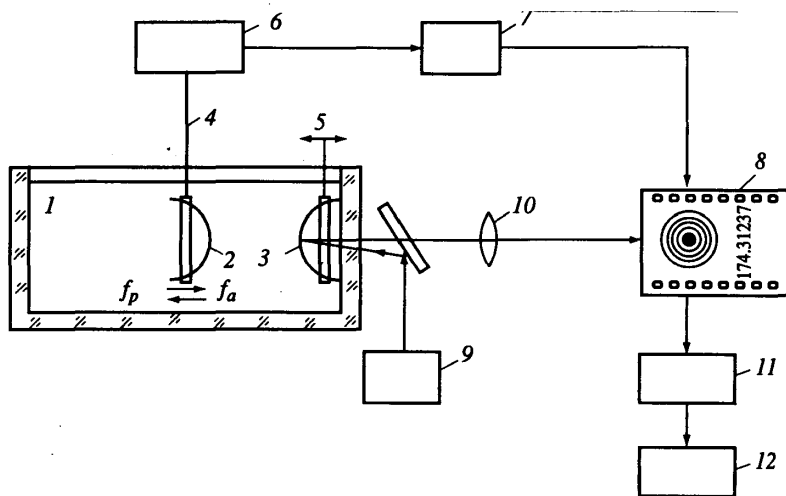


Рис. 87. Схема установки для исследования контактных взаимодействий между минеральными частицами в различных средах:

1 – кварцевая ювета; 2 – подвижный образец; 3 – неподвижный образец; 4 – динамометр; 5 – держатель образца; 6 – магнитоэлектрическая система; 7 – микроамперметр; 8 – киноплёнка; 9 – гелий-неоновый лазер; 10 – микроскоп; 11 – анализатор изображений; 12 – ЭВМ

На рис. 86, *a* приведена фотография момента контакта микрокристалла NaCl с поверхностью слюды, напыленной золотом (при этом фиксировалось усилие поджима), а на рис. 86, *б* – отпечаток на поверхности слюды после разрушения ее контакта.

В дальнейшем удалось повысить точность измерения силы и зазора между взаимодействующими частицами (Бабак, Соколов, Свешникова, Осипов, 1984). Разработанная установка (рис. 87) позволяет измерять силы поджима f_p и сцепления f_a

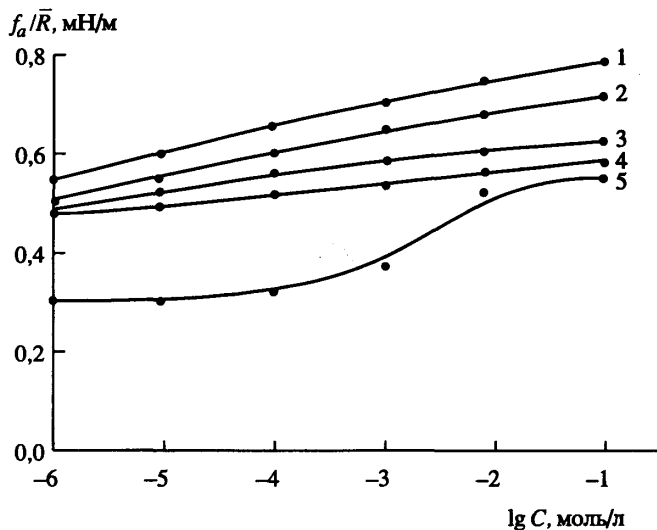


Рис. 88. Зависимость приведенной силы сцепления f_a / \bar{R} между пластинами слюды (мусковита) от концентрации (C) KCl в электролите при фиксированной приведенной силе поджима $f_p / R = 10$ мН/м: 1, 2 – взаимодействие скрещенных цилиндрических поверхностей слюды при рН = 3 и 12 соответственно; 3–5 – взаимодействие торца – цилиндрической поверхности слюды при рН = 3, 6 и 12 соответственно.

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.

Точность измерения зазора между частицами с помощью описанной установки составила 2 нм, а точность определения сил контактного взаимодействия при $f_a = 10^{-7}$ Н достигла 5×10^{-9} Н.

Экспериментальные исследования с помощью описанной установки позволили В.Н. Соколову (1985) оценить величину суммарного эффекта действия молекулярных и ионно-электростатических сил между минеральными частицами слюды мусковита, а также рассчитать соотношение между электростатическим взаимодействием и суммарным молекулярным и ионно-электростатическим взаимодействиями, составляющее 0,48. Помимо этого были получены экспериментальные данные о влиянии физико-химических факторов на контактные взаимодействия частиц.

На рис. 88 представлены результаты прямых экспериментальных исследований сил сцепления между пластинами слюды, взаимодействующими по схеме скрещенных цилиндров и ребро – поверхность цилиндра в растворах электролитов с различными рН и концентрациями солей. Эксперименты со скрещенными цилиндрами показали, что при усилиях поджима, соответствующих приведенным силам контактного давления между реальными глинистыми частицами в диапазоне от 10^{-1} до 10^2 мН/м, приведенная сила сцепления f_a / \bar{R} практически остается постоянной. Это свидетельствует о том, что взаимодействие между поверхностями слюды происходит при их сближении до ближнего потенциального минимума. С ростом концентрации KCl в растворе электролита наблюдается увеличение приведенной силы сцепления в контакте, что видно по ходу кривых 1 и 2 при фиксированной силе поджима $f_p / \bar{R} = 10$ мН/м. Отмеченная зависимость находится в согласии с выводами теории ДЛФО о влиянии электролита на глубину ближнего потенциального мини-

мума. Изменение рН электролита слабо влияет на силу сцепления скрещенных цилиндрических поверхностей слюды (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 интенсивное влияние физико-химических факторов проявляется при изучении сил сцепления между пластинами слюды, взаимодействующих по типу ребро – поверхность цилиндра (кривые 3–5). При низких значениях рН (вплоть до 6), вид кривых 3 и 4 аналогичен кривой 1 для скрещенных цилиндров. Однако в щелочных условиях (рН = 12) при небольших концентрациях КСl наблюдается резкое снижение приведенной силы сцепления, значение которой возрастает по мере увеличения концентрации электролита до 1 моль/л (кривая 5). Уменьшение приведенной силы сцепления при низких значениях концентрации электролита в щелочной среде объясняется тем, что торцы пластин при этих условиях 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 возникающие 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.

Глава 9

РАЗРАБОТКА МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОЧНОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК

Разработка физико-химических моделей микроструктуры глинистых пород, а также создание теории формирования контактов между частицами в ходе литогенеза раскрывают новые возможности для получения информации о механических свойствах глинистых покрышек.

В связи с этим авторами была предложена модель для оценки прочности пород глинистых покрышек, основанная на использовании уравнения 8.1, связывающего макроскопическую прочность образца P_c с микроскопическими параметрами структуры χ (число контактов в единице площади сечения разрушения) и P_1 (прочность индивидуального контакта).

Суть метода заключается в том, что для глинистых покрышек определенных классов может быть получена фундаментальная теоретическая зависимость прочности индивидуальных контактов от глубины залегания глинистой породы $P_1 = f(h)$. Эта зависимость – основная для оценки прочности глинистых покрышек по данным микроструктурных исследований.

В дальнейшем можно провести количественный анализ микроструктуры, определить необходимые параметры физико-химической модели (например, “ a ” и $\sin \theta$ для модели перекашивающегося карточного домика) и рассчитать другой важный

параметр модели χ – число контактов в единице площади сечения разрушения образца. Затем, зная глубину отбора образца, по графику $P_1 = f(h)$ можно определить прочность индивидуальных контактов и по формуле 8.1 рассчитывать прочность глинистой покрывки на разрыв (P_r) и на одноосное сжатие (P_c).

Теоретический расчет изменения прочности индивидуальных контактов с глубиной

Как отмечалось ранее, в ходе процесса литогенеза глинистых покрывок происходит закономерное изменение типов контактов. На начальной стадии осадконакопления (при седиментогенезе) в глинистых осадках преобладают дальние коагуляционные контакты ($P_1 = 10^{-10}$ – 10^{-9} Н), которые по мере уплотнения на стадии диagenеза переходят в ближние коагуляционные контакты ($P_1 = 10^{-9}$ – 10^{-8} Н). В ходе последующего преобразования глинистых покрывок на стадиях раннего и среднего катагенеза в них формируются переходные контакты ($P_1 = 10^{-8}$ – 10^{-7} Н), которые в позднем катагенезе трансформируются в наиболее прочные – фазовые контакты ($P_1 > 10^{-7}$ Н). При дальнейших литогенетических преобразованиях глинистых пород на стадии метагенеза происходит увеличение площади фазовых контактов, сопровождающееся дальнейшим повышением прочности индивидуальных контактов ($P_1 = 10^{-6}$ – 10^{-5} Н).

Описанная схема трансформации контактов в глинистых породах при литогенезе является фундаментальной зависимостью, однако, реальные значения прочности индивидуальных контактов различных типов могут сильно изменяться в зависимости от типа глинистой породы, ее минерального состава, дисперсности, степени ориентации структурных элементов, характера порового пространства, состава и концентрации порового раствора.

В связи с изложенным, следовало ожидать, что характер зависимости P_1 от глубины залегания породы мог существенно изменяться в глинистых покрывках в зависимости от их состава и условий формирования. Ниже приводится теоретический расчет зависимости прочности индивидуальных контактов для глинистых покрывок различных классов.

Зависимость прочности индивидуальных контактов от глубины залегания пород для глинистых покрывок I–II и III–IV классов. Анализ литературных данных и собственные экспериментальные исследования авторов показали, что глинистые покрывки I–II и III–IV классов представлены в основном глинами различной степени литификации, аргиллитами и глинистыми сланцами (рис. 89, а, б).

Обычно эти породы сложены глинистыми частицами анизометричной пластинчатой формы и характеризуются возрастанием степени ориентации структурных элементов с глубиной (Соколов, 1988; Sokolov, 1990; Соколов, 1985).

На рис. 90 показано изменение угла наклона между контактирующими глинистыми частицами с глубиной. Эти данные были получены в ходе количественного анализа микроструктуры большой коллекции образцов глинистых пород-покрывок I–II и III–IV классов. Определение угла наклона между глинистыми частицами проводилось с помощью программно-аппаратного комплекса РЭМ – персональный компьютер (ПК). При этом использовался специально разработанный пакет прикладных программ “STIMAN” (В.Н. Соколов, Д.И. Юрковец, О.В. Разгулина, А.Н. Мельник, 1998).

Как следует из полученных данных, наиболее сильная перестройка микроструктуры происходит в глинистых покрывках III–IV классов (рис. 90, кривая 2)

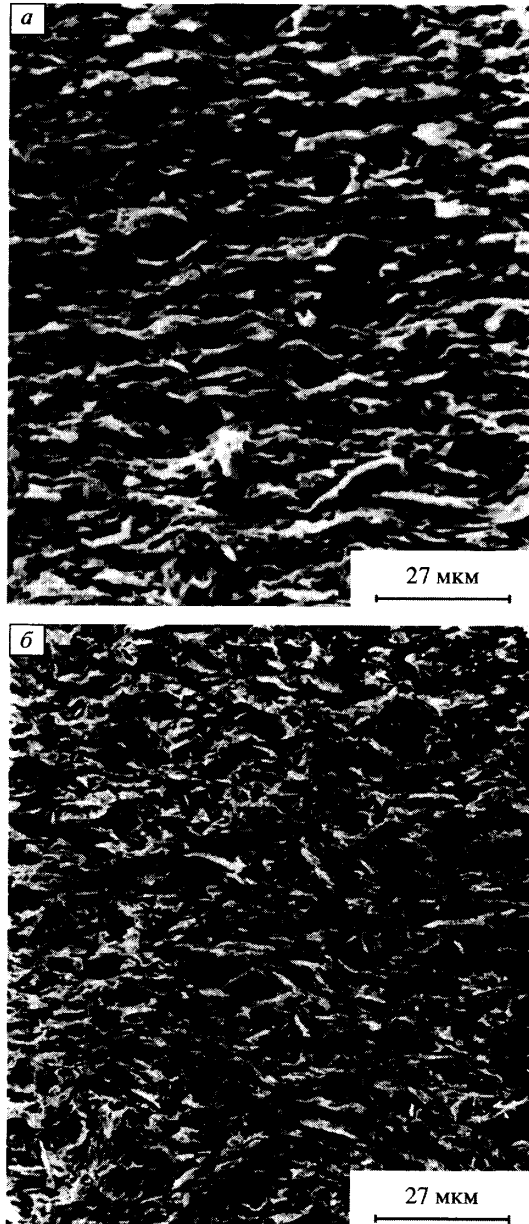


Рис. 89. Микроструктура образцов глинистых покрышек: *а* – покрышки I–II классов, высоколитифицированная глина, D₂, гл. 4020 м, Татарстан, Ромашкинское месторождение; *б* – покрышки III–IV классов, аргиллит, K₁, гл. 2000 м, Краснодарский край

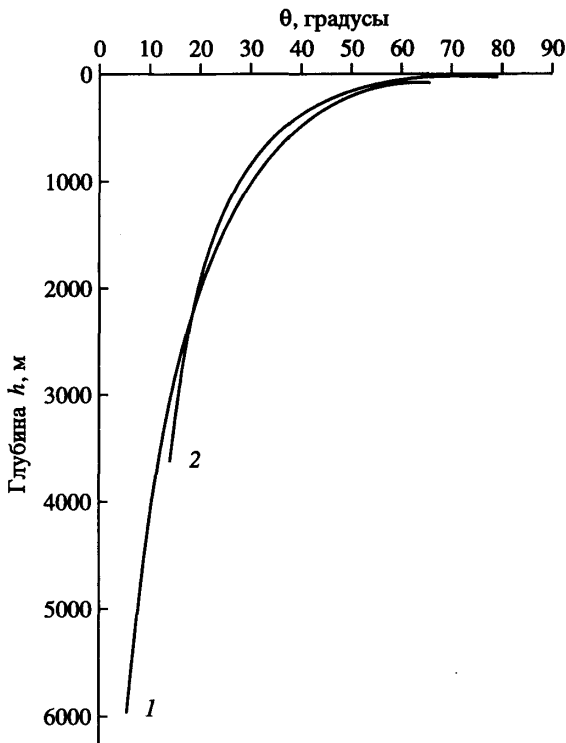


Рис. 90. Изменение угла наклона θ между контактирующими глинистыми частицами с глубиной h : для глинистых покрышек: 1 – I–II и 2 – III–IV классов

в зонах диагенеза и раннего катагенеза до глубины 1300 м. На этих стадиях угол θ резко уменьшается от 80 до 23°, что объясняется меньшим содержанием в таких породах набухающих глинистых минералов и более быстрым оттоком из них поровых вод при уплотнении с глубиной. Данный процесс сопровождается интенсивным преобразованием дальних коагуляционных контактов в ближние, а затем – в переходные.

В зонах среднего и позднего катагенеза (глубины ~1300–3800 м), когда происходит трансформация переходных контактов в фазовые и начинается взаимная фиксация глинистых частиц, процесс уплотне-

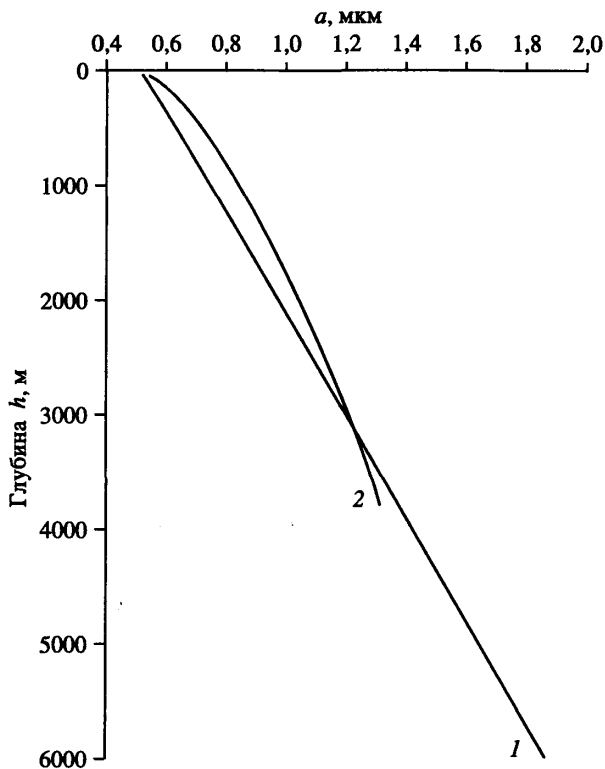
ния породы замедляется, и дальнейшая перестройка микроструктуры становится незначительной. При этом угол наклона между глинистыми частицами изменяется лишь от 23 до 12°.

Для глинистых покрышек I–II классов наблюдается более плавный характер изменения угла θ с глубиной, чем в покрышках III–IV классов. Из рис. 90, кривая 1 видно, что наиболее интенсивная переориентация глинистых частиц в покрышках I–II класса завершается в конце стадии раннего катагенеза на глубинах ~1800 м, где происходит трансформация ближних коагуляционных контактов в переходные. При этом угол θ уменьшается от 80 до 22°.

На стадиях среднего и позднего катагенеза, вплоть до глубин ~6000 м наблюдается медленное уменьшение угла θ с 22 до 5°. Здесь происходит дальнейшее преобразование ближних коагуляционных контактов в переходные и фазовые.

Подобный характер уплотнения глинистых покрышек I–II классов объясняется большим содержанием набухающих минералов и высокой дисперсностью данных глинистых пород. Отмеченные особенности минерального и гранулометрического составов затрудняют процесс уплотнения этих пород и отжатие из них поровой влаги, что может способствовать консервации некоторого количества ближних коагуляционных контактов и обеспечивает их присутствие на больших глубинах. Данный факт подтверждается находками на больших глубинах 4000–6000 м глинистых пород-покрышек I–II классов, находящихся в тугопластичной и полутвердой консистенции.

Рис. 91. Изменение длины глинистых частиц a с глубиной h для глинистых покрывшек: 1 – I–II классов; 2 – III–IV классов



Анализ результатов granulometric состава глинистых покрывшек I–II и III–IV классов, а также структурные исследования в РЭМ, позволили авторам также оценить изменение размера глинистых частиц (по наибольшей оси) с глубиной залегания породы. Эти данные приведены на рис. 91. Из них следует, что по мере погружения глинистых пород в ходе литогенеза, происходит возрастание длины “ a ” контактирующих глинистых частиц. При этом в покрывшках I–II класса длина глинистых частиц возрастает более интенсивно от 0,5 мкм, при глубине залегания породы 30 м, до 1,87 мкм на максимальной глубине 5700 м (рис. 90).

В глинистых покрывшках III–IV класса, рост длины глинистых частиц менее интенсивен (от 0,52 мкм на глубине 30 м до 1,32 мкм на глубине 3800 м).

Рост размера глинистых частиц с глубиной объясняется специфическим изменением минерального состава глинистых покрывшек. Как было показано ранее (см. гл. 6), по мере увеличения глубины залегания глинистых покрывшек, в них происходит постепенно уменьшение содержания набухающих минералов (монтмориллонита, смешанослойных минералов) и возрастание содержания ненабухающих минералов (гидрослюда, каолинита и хлорита). Учитывая, что глинистые частицы ненабухающих минералов имеют большие размеры, чем набухающих, возрастание их содержания с глубиной может объяснить наблюдающийся рост размеров твердых структурных элементов в глинистых покрывшках вниз по разрезу.

Расчет прочности индивидуальных контактов для покрывшек I–II и III–IV классов. Возможность количественной оценки параметров a – длины глинистых частиц и θ – угла наклона между контактирующими частицами и их изменения с глубиной на различных стадиях литогенеза позволила авторам получить теоретическую зависимость прочности индивидуальных контактов P_1 от глубины залегания глинистой h покрывшки.

Учитывая близкую (пластинчатую) морфологию глинистых частиц, слагающих глинистые породы–покрывшки I–II и III–IV классов, теоретический расчет изменения P_1 с глубиной для них проводился по одной схеме.

На стадиях раннего и позднего диагенеза, когда в глинистом осадке между минеральными частицами преобладают дальние и ближние коагуляционные контакты, расчет P_1 проводился на основе уравнения, описывающего баланс сил притяжения и отталкивания между гидратированными глинистыми частицами. По данным В.Н. Соколова (Соколов, 1985) сила сцепления между гидратированными глинистыми частицами может быть представлена следующим образом:

$$f_a = f_m(\theta) + f_{и.э.}(\theta) + f_э, \quad (9.1)$$

где $f_m(\theta)$ – молекулярные силы, зависящие от угла между частицами и определяемые только свойствами материала частиц и среды, где они находятся; $f_{и.э.}(\theta)$ – ионно-электростатическое отталкивание одноименно заряженных диффузных слоев на базальных поверхностях частиц, зависящее от угла между частицами θ , зазора между частицами и толщины двойного электрического слоя; $f_э$ – электростатическое взаимодействие между заряженным сколом и базальной плоскостью глинистых частиц, не зависящее от угла θ ; $f_э$ зависит от величины и знака заряда на сколах и базальных поверхностях: в кислотной и нейтральных средах может быть притяжением, а в щелочной среде – отталкиванием (Осипов, 1979; Schofield, Sanison, 1954; Street, Buchanan, 1966; Van Olphen, 1977).

Учитывая теоретические зависимости энергии взаимодействия двух глинистых частиц при их повороте на угол θ , зависимость f_a можно представить в виде

$$f_a = f_э + \frac{f_m^{90} + f_{и.э.}^{90}}{\sin^{1,5}\theta}, \quad (9.2)$$

где f_m^{90} и $f_{и.э.}^{90}$ – значение сил при $\theta = 90^\circ$.

В.Н.Соколов (1985) провел расчет силы сцепления между двумя каолинистыми частицами в нейтральных условиях в дистиллированной воде при этом $f_э = 1,2 \cdot 10^{-9}$ Н, $f_m + f_{и.э.} = 3,2 \cdot 10^{-9}$ Н, а $f_a = 4,4 \cdot 10^{-9}$ Н.

Важный вывод, вытекающий из формулы (9.2) – при уменьшении угла θ сила сцепления в коагуляционном контакте должна возрастать вследствие увеличения площади контактов.

Таким образом, зная зависимость изменения угла наклона между контактирующими глинистыми частицами с глубиной, с помощью формулы (9.2) авторам удалось рассчитать изменение прочности индивидуальных контактов P_1 коагуляционного типа с глубиной h .

Покрышки I-II класса. Как показали расчеты в глинистых покрышках I-II класса P_1 изменяется от $4,5 \cdot 10^{-9}$ Н на глубине 30 м ($\theta \approx 80^\circ$) до $2,78 \cdot 10^{-8}$ Н на глубинах около 300 м ($\theta \approx 48^\circ$). Эти данные показывают, что на стадии раннего диагенеза между глинистыми частицами формируются дальние коагуляционные контакты с $P_1 < 4,5 \cdot 10^{-9}$ Н, которые на стадии позднего диагенеза (при глубинах около 300 м) трансформируются в ближние коагуляционные с $P_1 \approx 2,78 \cdot 10^{-8}$ Н. Дальнейший расчет P_1 проводится, исходя из выявленного ранее авторами факта, что на стадии раннего катагенеза начинают формироваться переходные контакты, которые в среднем и позднем катагенезе постепенно трансформируются в фазовые.

Учитывая, что при уплотнении и дегидратации глинистых пород одним из возможных механизмов формирования в них переходных и фазовых контактов является появление катионных “мостиков” между глинистыми частицами (Соколов, 1973;

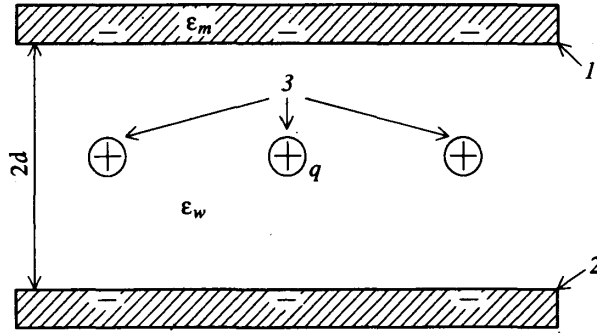


Рис. 92. Схема расчета ионно-электростатического притяжения между глинистыми частицами (1 и 2) за счет обменных катионов (3)

Осипов, Соколов 1974). Авторы проводили оценку P_1 для этих контактов по схеме расчета сил ионно-электростатического притяжения.

Для расчета силы ионно-электростатического притяжения, рассмотрим систему, состоящую из двух плоских глинистых частиц 1–2 с диэлектрической проницаемостью ϵ_m , помещенных в воду с изменяющейся диэлектрической проницаемостью ϵ_w (рис. 92). Расстояние между частицами $2d$, а на их поверхности распределен отрицательный электрический заряд с плотностью σ . Посередине между частицами располагаются положительно заряженные одновалентные обменные катионы (3) с зарядом $+q = e$.

В подобной системе может существовать два вида взаимодействий: притяжение и отталкивание. Притяжение складывается из:

1) притяжения между отрицательно заряженной плоскостью σ и положительным катионом:

$$F_1 = \frac{2 \cdot \pi \cdot \sigma \cdot e}{\epsilon_w}; \quad (9.3)$$

2) притяжения между положительно заряженным катионом и его зеркальным изображением:

$$F_2 = \frac{(\epsilon_m - \epsilon_w) \cdot e^2}{8\epsilon_w^2 \cdot \epsilon_m \cdot d^2}. \quad (9.4)$$

Отталкивание складывается из:

1) отталкивания одноименно заряженных базальных плоскостей глинистых частиц:

$$F_3 = \frac{2 \cdot \pi \cdot \sigma^2 \cdot S}{\epsilon_w}; \quad (9.5)$$

2) отталкивания между заряженной базальной плоскостью глинистой частицы и зеркальным изображением заряда:

$$F_4 = \frac{2 \cdot \pi \cdot (\epsilon_m - \epsilon_w) \cdot e \cdot \sigma}{\epsilon_w^2 \cdot \epsilon_m}. \quad (9.6)$$

Суммарная сила, проходящая на один катион, составит:

$$F = F_1 + F_2 - F_3 - F_4. \quad (9.7)$$

В своих расчетах авторы оценивали максимальную ионно-электростатическую силу для глины, находящейся в воздушно-сухом состоянии ($P/P_s \sim 0,4$), и, поэтому брали $d = 4,5 \text{ \AA}$, диэлектрическую проницаемость связанной воды ϵ_w , и глинистого минерала (монтмориллонита) ϵ_m принимали равными 8 и 4 соответственно (Hurst, Jordine, 1964; Arulanandan, Scott, Spiegler, 1973), плотность поверхностного заряда для монтмориллонита $\sigma = 1,01 \cdot 10^{-5} \text{ Кл/см}^2$, площадь, занимаемая одним катионом $S_k = 80 \text{ \AA}^2$ (Hurst, Jordine, 1964), $q = 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл}$. Расчет, выполненный по формулам 9.3–9.7, показал, что суммарная сила, приходящаяся на один одновалентный катион $F = 3 \cdot 10^{-11} \text{ Н}$ (Соколов, 1973), а на двух и трех валентный катион соответственно в 2 и в 3 раза больше (Соколов, 1973; Осипов, Соколов, 1974).

Для оценки прочности индивидуального контакта необходимо определить количество единичных связей N в пределах площади контакта. Параметр N может быть найден из соотношения площади контакта между частицами S и площади, занимаемой одним катионом S_k :

$$N = S/S_k. \quad (9.8)$$

Максимальное количество связей N будет при взаимно параллельном расположении частиц, когда площадь контакта S равняется площади частицы a^2 (a – линейный размер частицы).

Учитывая, что площадь контакта будет существенно изменяться в зависимости от расстояния между частицами $2d$ и угла наклона θ между ними, можно записать:

$$S = \frac{a^2 \cdot 2d}{\text{tg } \theta}. \quad (9.9)$$

На основании формул 9.8 и 9.9 можно получить формулу для расчета прочности индивидуального контакта:

$$P_1 = F \cdot N = F \cdot \frac{a^2 \cdot 2d}{\text{tg } \theta \cdot S_k}. \quad (9.10)$$

Из формулы 9.10 видно, что в зависимости от изменения параметров a , $2d$ и θ значения P_1 могут варьироваться в широких пределах. Теоретический расчет изменения прочности переходных и фазовых контактов с глубиной для покрышек I–II класса проводился, начиная с глубины 300 м, так как в вышележащих глинах преобладали коагуляционные контакты. При этом авторы использовали следующие пределы изменения: a – длина частицы изменялась от $\sim 0,6 \text{ мкм}$ на глубине 300 м до $\sim 1,8 \text{ мкм}$ на глубине 5700 м; расстояние между частицами $2d = 20 + 10 \text{ \AA}$; угол между частицами $\theta \approx 48+5^\circ$ (рис. 90, рис. 91); площадь, занимаемая одним катионом S_k , бралась $\sim 80 \text{ \AA}^2$ (Hurst, Jordine, 1964). Расчеты, проведенные по формуле 9.10, показали, что прочность индивидуальных контактов на глубинах 300 – 5700 м изменяется от $\sim 2,8 \cdot 10^{-8} \text{ Н}$ до $\sim 9 \cdot 10^{-7} \text{ Н}$.

На рис. 93 (кривая 1) в полулогарифмическом масштабе приведена теоретическая кривая изменения прочности индивидуальных контактов P_1 с глубиной h . Данная зависимость описывается уравнением полинома второй степени вида:

$$P_1 = 1,41688 \cdot 10^{-8} + 4,16346 \cdot 10^{-11} \cdot h + 1,99155 \cdot 10^{-14} \cdot h^2. \quad (9.11)$$

Высокие значения коэффициента корреляции $R = 0,99$ указывают на очень тесную взаимосвязь между параметрами P_1 и h .

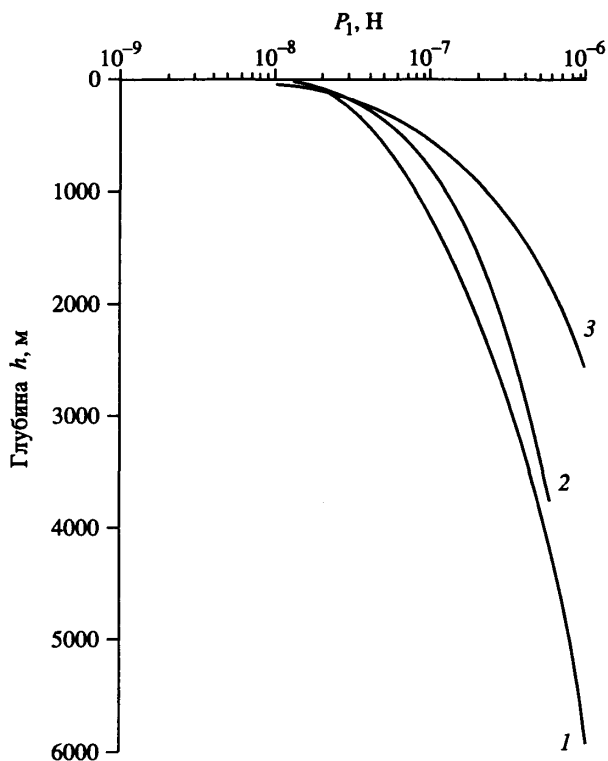


Рис. 93. Теоретические кривые изменения прочности индивидуальных контактов P_1 с глубиной h для глинистых покрывшек: 1 – I–II, 2 – III–IV, 3 – V–VII классов

Из этого графика видно, что наиболее интенсивный рост P_1 происходит до глубин ~300 м, т.е. на стадиях раннего и позднего диагенеза. При этом в глинистых осадках преобладают ближние коагуляционные контакты с $P_1 \leq 2,7 \cdot 10^{-8}$ Н. По мере увеличения глубины залегания глинистых пород, вплоть до ~1800 м, рост P_1 замедляется и к концу стадии раннего катагенеза $P_1 \approx 1,6 \cdot 10^{-7}$ Н. Эти данные показывают, что на стадии среднего катагенеза идет трансформация ближних коагуляционных контактов в переходные.

При погружении глинистых пород до глубин ~3600 м интенсивность роста P_1 заметно снижается и достигает значения $\sim 4,2 \cdot 10^{-7}$ Н. Это свидетельствует о том, что к концу стадии среднего катагенеза в глинистых покрывшках I–II классов большая часть ближних коагуляционных контактов трансформировалась в переходные, и продолжается преобразование переходных контактов в фазовые.

И, наконец, на глубинах, больших 3600 м, вплоть до максимальных ~5700 м, наблюдается довольно медленное повышение прочности индивидуальных контактов до значений $\sim 9 \cdot 10^{-7}$ Н. Таким образом, на стадии позднего катагенеза в глинистых покрывшках I–II классов происходит дальнейшая трансформация переходных контактов в фазовые. Подобный ход кривой $P_1 = f(h)$ и значения P_1 на глубинах свыше 3600 м, по-видимому, не исключает присутствия в глинистых покрывшках I–II клас-

сов и на больших глубинах (~4000–6000 м) некоторого количества ближних коагуляционных контактов, что уже отмечалось ранее.

Покрышки III–IV классов. Аналогичные расчеты были выполнены и для глинистых покрышек III–IV классов. Они показали, что, учитывая характер изменения размера частиц a и угла между частицами θ от глубины залегания (рис. 90, кривая 2 и рис. 91, кривая 2), для них процесс трансформации дальних коагуляционных контактов ($P_1 = 6,2 \cdot 10^{-9}$ Н при $h = 30$ м) в ближние ($P_1 = 2,11 \cdot 10^{-8}$ Н при $h = 150$ м) происходит на меньших глубинах, до 150 м, т.е. в основном на стадии позднего диагенеза.

Теоретический расчет P_1 для переходных и фазовых контактов так же, как и в случае глинистых покрышек I–II классов проводился по формуле 9.10.

При этом значения параметров на глубинах 150–3800 м варьировали в следующих пределах: $a \approx 0,5 + 1,3$ мкм, $2d \approx 20 + 10$ Å, $\theta \approx 38 + 12^\circ$.

Проведенные расчеты показали, что в интервале глубин от 150 до 3800 м прочность индивидуальных контактов может изменяться от $\sim 2,1 \cdot 10^{-8}$ до $5,7 \cdot 10^{-7}$ Н.

На рис. 93 (кривая 2) показана теоретическая зависимость прочности индивидуальных контактов от глубины залегания глинистых покрышек III–IV классов. Данная зависимость описывается уравнением полинома второй степени вида:

$$P_1 = 9,32472 \cdot 10^{-9} + 1,00533 \cdot 10^{-10} \cdot h + 1,21648 \cdot 10^{-14} \cdot h^2. \quad (9.12)$$

Высокие значения коэффициента корреляции $R = 0,99$ подтверждают присутствие очень тесной связи между параметрами P_1 и h .

Из этого графика следует, что до глубины ~150 м, т.е. на стадиях раннего и позднего диагенеза, происходит наиболее интенсивный рост прочности индивидуальных контактов. При этом идет трансформация дальних коагуляционных контактов в ближние с $P_1 \approx 2,1 \cdot 10^{-8}$ Н.

По мере возрастания глубины h до ~1300 м рост P_1 несколько замедляется и достигает значений $\sim 1,6 \cdot 10^{-7}$ Н. Это указывает на то, что в течение раннего катагенеза происходит переход большей части ближних коагуляционных контактов в переходные. На стадии среднего катагенеза, при погружении глинистых пород этого типа до глубин ~2800 м, рост кривой $P_1 = f(h)$ существенно замедляется и достигает $\sim 3,9 \cdot 10^{-7}$ Н. Таким образом, на данном этапе литогенеза продолжается трансформация оставшейся части ближних коагуляционных контактов в переходные и начинается превращение переходных контактов в фазовые.

На больших глубинах, вплоть до 3800 м, наблюдается наиболее замедленный рост P_1 до значения $\sim 5,7 \cdot 10^{-7}$ Н. Все это позволяет сказать, что в течение позднего катагенеза в глинистых покрышках III–IV классов происходит полная трансформация переходных контактов в фазовые. Это также подтверждается тем, что образцы глинистых покрышек III–IV классов (аргиллиты, глинистые сланцы), отобранные на глубинах 3000–3800 м, отличаются высокой прочностью и не размокают в воде.

Зависимость прочности индивидуальных контактов от глубины залегания породы для глинистых покрышек V–VII классов. В отличие от глинистых покрышек I–II и III–IV классов, глинистые породы, слагающие покрышки V–VII классов, имеют более грубый гранулометрический состав и представлены в основном пылеватыми глинами и алевролитами. Они сложены крупными пылеватыми зёрнами кварцевого, реже, полевошпатового состава изометричной округлой формы. Размер зер-

Рис. 94. Микроструктура образца легкой глины N_2^2 , глубина отбора 1200 м, р-н Бакинского архипелага; глинистая покрывка VI класса

рен – от 10 до 50 мкм, их поверхность обычно покрыта тонкой пленкой глинистых частиц микронного и субмикронного размера (рис. 94). Глинистые частицы также часто заполняют промежутки между пылеватыми зернами. Иногда, при большом содержании глинистой фракции, глинистые частицы могут создавать неориентированную или слабоориентированную матрицу, в которой располагаются пылеватые зерна.

В ходе уплотнения таких осадков на стадиях раннего и позднего диагенеза (до глубин ~80 м) происходит сближение пылеватых зерен, окруженных гидратированными пленками глинистых частиц, и между ними идет формирование сначала дальних, а, затем, и ближних коагуляционных контактов. Подобные глинисто-пылеватые осадки имеют низкую прочность и проявляют ярко выраженные тиксотропные свойства, что характерно для типичных коагуляционных структур (Осипов, Соколов, Румянцев, 1989).

В ходе катагенеза (на глубинах > 80 м) под действием возрастающего геостатического давления происходит значительное увеличение эффективных напряжений в зоне непосредственного контакта пылеватых зерен. Это может привести к пластическому деформированию участков контактной поверхности зерен и стать причиной появления развитых фазовых контактов и формирования глинисто-пылеватых пород с типичной кристаллизационной структурой. Сказанное подтверждается высокой прочностью алевролитов, которые обычно не размокают в воде.

Теоретический расчет прочности индивидуальных контактов в глинистых породах – покрывках V–VII классов проводился по следующей схеме.

На малых глубинах (до 80 м), когда происходит сближение пылеватых округлых зерен, покрытых тонкими гидратированными глинистыми пленками, на расстоянии в сотни – десятки ангстрем, P_1 в основном определяется постепенно возрастающим молекулярным притяжением.

Для расчета сил молекулярного притяжения для двух сферических частиц одинакового радиуса можно воспользоваться формулой Гамакера (Дерягин, Чураев, Муллер, 1985)

$$F = A \cdot R / 12 \cdot H^2, \quad (9.13)$$

где A – константа Гамакера, зависящая от природы взаимодействия тел, R – радиус сфер, H – зазор между сферами.



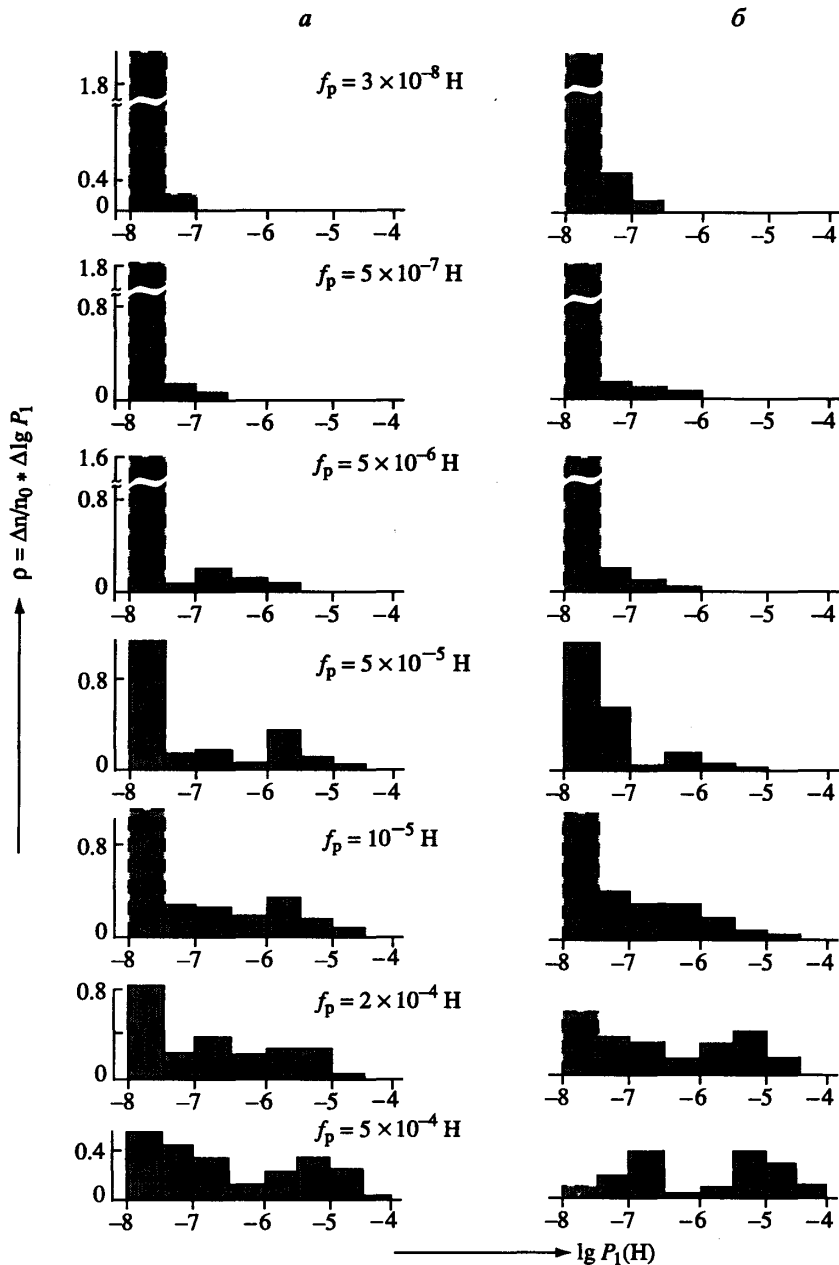


Рис. 95. Дифференциальные распределения прочности контактов (P_1), возникающие между микрокристаллами вермикулита (*a*) и талька (*б*) при усилиях поджима от $3 \cdot 10^{-8}$ Н до $5 \cdot 10^{-4}$ Н

Константа A для кварца составляет $4,5 \cdot 10^{-20}$ Дж (Дерягин, Чураев, Муллер, 1985).

Радиус R сферических частиц, т.е. размер пылеватых зерен, определялся авторами по данным гранулометрического состава глинисто-пылеватых осадков на глубинах до 80 м и брался равным 7,5 мкм.

Ориентировочный расчет, проводимый по формуле (9.13) для зазора $H \geq 10 \text{ \AA}$ показал, что в глинисто-пылеватых осадках на малых глубинах (~ 50 м) между пылевыми кварцевыми зернами возникают дальние коагуляционные контакты ($P_1 \sim 3,3 \cdot 10^{-9}$ Н), которые на глубинах около 80 м трансформируются в ближние коагуляционные контакты с $P_1 \sim 2,5 \cdot 10^{-8}$ Н.

Для оценки P_1 на глубинах $h > 80$ м применялась другая схема, основанная на использовании зависимости сил сцепления от усилий поджима между контактирующими микрокристаллами. Подобная экспериментальная зависимость была получена Р.К. Юсуповым (Юсупов, 1973).

На рис. 95 показаны результаты исследований Р.К. Юсупова. Здесь приведены дифференциальные функции распределения контактов между микрокристаллами вермикулита и талька по их прочности в зависимости от усилия поджима, изменяющегося от $3 \cdot 10^{-8}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ Н.

Как следует из этих данных при усилиях поджима до $5 \cdot 10^{-6}$ Н, прочность индивидуального контакта остается низкой ($\sim 10^{-8}$ Н), т.е. обусловлена в основном молекулярными силами.

При достижении некоторого критического усилия, которое для слоистых силикатов составляет примерно $5 \cdot 10^{-5}$ Н, на гистограммах заметно увеличивается количество более прочных переходных контактов с $P_1 \approx 10^{-7}$ Н и выше. С увеличением усилия поджима доля таких контактов возрастает, и их средняя прочность также увеличивается, что может быть связано с расширением площади контактов. При усилиях поджима до $5 \cdot 10^{-4}$ Н “слабые” контакты у талька практически исчезают, а у вермикулита частично сохраняются. Это объясняется тем, что тальк более мягкий минерал и количество фазовых контактов, образующихся у него при определенной нагрузке, выше, чем у вермикулита.

Таким образом, при $f_p < 5 \cdot 10^{-5}$ Н преобладают менее прочные контакты, обусловленные в основном действием молекулярных сил. При $f_p > 10^{-5}$ Н отмечается быстрый рост переходных, а затем и фазовых контактов, имеющих кристаллическую природу.

Для оценки прочности индивидуальных контактов в покрывках V–VII классов на глубинах, превышающих 80 м, авторы использовали данные Р.К. Юсупова по вермикулиту (рис. 95, а), являющегося ближайшим аналогом частиц глинистых минералов, покрывающих поверхность кварцевых зерен в алевролитах.

Расчет P_1 осуществлялся следующим образом. По известной глубине залегания (h) и плотности (ρ) образцов глинистых покрывок V–VII классов определялось геостатическое давление ($P_{гс}$) на этой глубине:

$$P_{гс} = \rho \cdot g \cdot h. \quad (9.14)$$

Расчеты показали, что геостатическое давление в таких породах может изменяться от 3,25 МПа на глубине ~ 200 м до 71,44 МПа на глубине ~ 3000 м.

Для этих же образцов на основании бидисперсной модели был проведен расчет числа контактов в единице сечения разрушения χ . Более подробно методика расчета будет описана в следующем параграфе.

Усилие поджима f_p определялось как:

$$f_p = P_{гс} / \chi = \rho \cdot g \cdot h / \chi. \quad (9.15)$$

Этот оценочный расчет показал, что усилие поджима между пылеватыми зернами, покрытыми глинистыми частицами, в подобной дисперсной системе возрастает от $8,23 \cdot 10^{-6}$ Н на глубине ~ 200 м до $1,95 \cdot 10^{-4}$ Н на глубине ~ 3000 м.

Далее по гистограмме (рис. 95, а) оценивалась средняя прочность индивидуальных контактов P_1 , которая изменялась от $3,4 \cdot 10^{-8}$ Н на глубине ~ 200 м до $1,2 \cdot 10^{-6}$ Н на глубине ~ 3000 м.

Полученные данные позволили авторам построить теоретическую кривую изменения прочности индивидуальных контактов с глубиной (рис. 93, кривая 3). Полученная зависимость описывается уравнением полинома 2-й степени вида:

$$P_1 = 7,09346 \cdot 10^{-9} + 1,02161 \cdot 10^{-10} \cdot h + 9,92947 \cdot 10^{-14} \cdot h^2. \quad (9.16)$$

Высокие значения коэффициента корреляции $R = 0,99$ указывают на очень тесную корреляционную связь между параметрами P_1 и h .

Анализ зависимости (9.16) показывает, что до глубины 80 м происходит резкое возрастание P_1 до значения $\sim 1,6 \cdot 10^{-8}$ Н. Это свидетельствует о том, что на стадиях раннего и позднего диагенеза идет трансформация дальних коагуляционных контактов в ближние.

Дальнейшее погружение глинисто-пылеватого осадка сопровождается также довольно интенсивным ростом P_1 , который начинает замедляться на глубине ~ 700 м и на отметке ~ 900 м достигает значений $\sim 1,8 \cdot 10^{-7}$ Н. Таким образом, на стадии раннего катагенеза отмечается завершение процесса преобразования ближних коагуляционных контактов в переходные.

На глубинах до ~ 2000 – 2100 м рост P_1 существенно замедляется и достигает значений $\sim 6,7 \cdot 10^{-7}$ Н. Это указывает на то, что в ходе среднего катагенеза между структурными элементами в рассматриваемых породах идет постепенная трансформация переходных контактов в фазовые.

При погружении пород на большие глубины до ~ 2600 м наблюдается менее интенсивное возрастание прочности индивидуальных контактов до значений $\sim 9,4 \cdot 10^{-7}$ Н. Такой ход зависимости $P_1 = f(h)$ указывает на то, что при высоких геостатических давлениях и повышенных температурах на стадии позднего катагенеза между структурными элементами существенно возрастает площадь контактных участков и идет формирование более прочных фазовых контактов кристаллизационного типа.

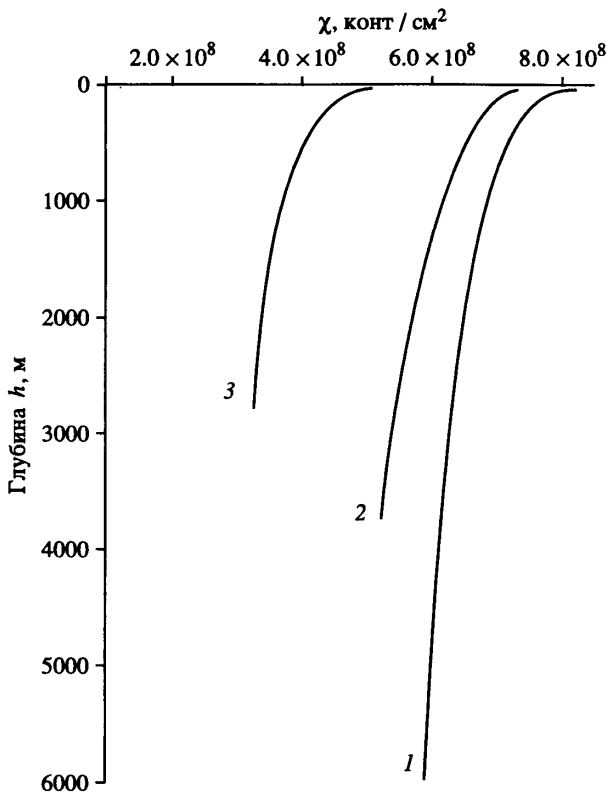
Расчет изменения количества контактов в глинистых покрывках с глубиной

Покрывки I–II и III–IV классов. Учитывая анизометричную форму и характер изменения степени ориентации глинистых частиц с глубиной, расчет количества контактов между структурными элементами в единице площади сечения разрушения χ проводился с помощью модели перекашивающегося карточного домика (формула 8.13).

Для проведения такой оценки требуется знание основных микроморфологических параметров модели: длины частиц a и угла наклона между контактирующими частицами θ .

Данные об изменении угла θ с глубиной h были получены с помощью количественного компьютерного анализа микроструктуры глинистых пород по их РЭМ-изо-

Рис. 96. Изменение количества контактов в единице площади сечения разрушения χ с глубиной залегания h для глинистых покрывшек: 1 – I–II, 2 – III–IV, 3 – V–VII классов



бражениям. Данные о среднем размере частиц a получались в ходе статистической обработки результатов гранулометрического анализа и проверялись с помощью микроструктурных исследований в РЭМ. Зависимости $a = f(h)$ и $\theta = f(h)$ были приведены ранее на рис. 90 и 91.

На рис. 96 (кривые 1, 2) показаны графики изменения количества контактов χ с глубиной залегания h глинистых покрывшек I–II и III–IV классов.

Для этих глинистых покрывшек зависимость $\chi = f(h)$ описывается уравнением степенной функции:

1. Для глинистых покрывшек I–II классов:

$$\chi = 1,41079 \cdot 10^{-9} - 4,65052 \cdot 10^8 \cdot h^{0,0635}; \quad (9.17)$$

2. Для глинистых покрывшек III–IV классов:

$$\chi = 8,2273 \cdot 10^{-8} - 3,27541 \cdot 10^7 \cdot h^{0,26888} \quad (9.18)$$

Оба уравнения характеризуются очень тесной корреляционной связью между параметрами χ и h , на что указывают высокие значения коэффициентов корреляции $R = 0,99$.

Как видно из графика (рис. 96, кривые 1, 2), по мере возрастания глубины залегания, несмотря на уменьшение пористости, количество контактов в покрывшках I–II и III–IV классов уменьшается, что обусловлено ростом размеров структурных элементов с глубиной.

Наиболее интенсивное уменьшение χ с глубиной (от $\sim 7,4 \cdot 10^8$ конт./см² при $h = 30$ м до $\sim 5,2 \cdot 10^8$ конт./см² при $h = 3800$ м) происходит в покрывшках III–IV классов (рис. 96 кривая 2), что обусловлено особенностями минерального состава и характером уплотнения этих глинистых пород.

Дело в том, что глинистые покрывшки III–IV классов сложены более крупными каолинитовыми, гидрослюдистыми и хлоритовыми частицами и их размер быстрее увеличивается с глубиной, чем в покрывшках I–II классов. Помимо этого в указан-

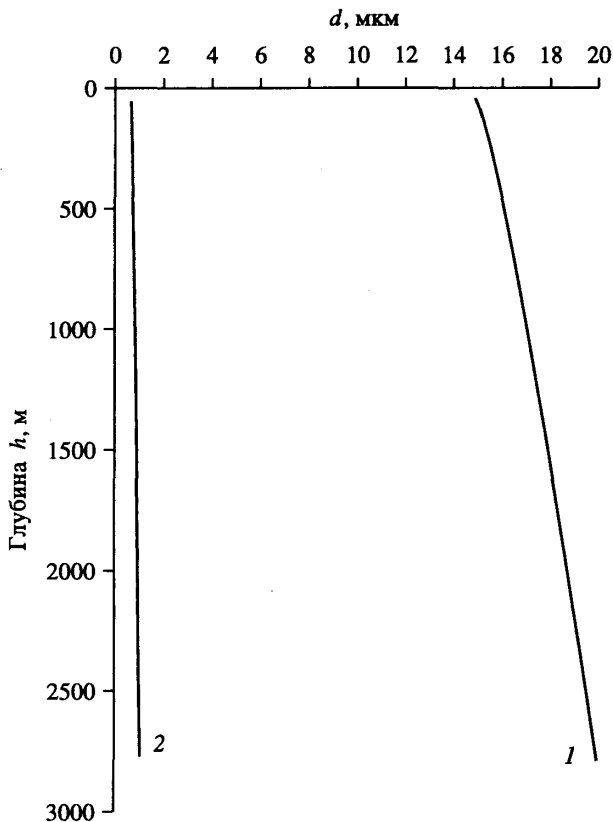


Рис. 97. Изменение размеров частиц d с глубиной залегания h для глинистых покрывшек V–VII классов: 1 – пылеватые частицы; 2 – глинистые частицы

ных покрывшках наблюдается замедление процесса уменьшения угла θ на глубинах более ~2000 м, так как здесь уже идет формирование переходных и фазовых контактов, придающих структуре глинистых пород большую жесткость.

Покрывшки V–VII классов. Глинистые покрывшки V–VII классов (пылеватые глины, алевролиты) сложены крупными пылеватыми зернами и мелкими глинистыми частицами, причем глинистые частицы обычно образуют тонкую пленку (“глинистые рубашки”) на поверхности пылеватых зерен. Все это позволяет использовать для расчета количества контактов в подобных дисперсных породах би-

дисперсную модель. Таким образом, расчет χ в глинистых покрывшках V–VII классов проводился по формуле 8.10.

Для проведения расчета необходимо знать следующие параметры модели: пористость (n), координационное число (z), средние радиусы крупных (R) и мелких (r) частиц, среднюю плотность минералов, слагающих крупные (ρ_R) и мелкие (ρ_r) частицы, среднее весовое содержание этих частиц (φ_R и φ_r). Данные по изменению пористости с глубиной были взяты из литературных источников и представлены ранее на рис. 72. Координационное число рассчитывалось на основании данных о пористости породы по формуле (8.5).

Теоретический расчет параметра χ авторы проводили для кварцевых пылеватых зерен с $\rho_R = 2,65$ г/см³, покрытых глинистыми частицами с $\rho_r = 2,70$ г/см³ (Грунтоведение, 1983).

Размеры частиц пылеватой и глинистой фракций и их изменение с глубиной определялось с помощью статистической обработки имеющихся литературных данных гранулометрического анализа образцов глинистых пород – покрывшек V–VII классов (Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965; Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, 1975).

Полученные результаты приведены на рис. 97, из которых следует, что с глубиной возрастает размер частиц как крупной (кривая 1), так и мелкой (кривая 2) фракций.

Среднее весовое содержание крупных и мелких частиц также оценивалось по данным гранулометрического состава. В целом наблюдалось возрастание содержания пылевой фракции с глубиной. Для расчетов до глубины 1000 м φ_R и φ_r брались в равных количествах по 50 %, а при больших глубинах – $\varphi_R = 60\%$, а $\varphi_r = 40\%$.

Результаты расчета количества контактов в глинистых покрышках V–VII классов и их изменение с глубиной приведены на рис. 96 (кривая 3). При этом зависимость $\chi = f(h)$, также как и для покрышек I–II и III–IV классов, описывает уравнением степенной функции:

$$\chi = 4,04755 \cdot 10^9 - 3,39227 \cdot 10^9 \cdot h^{0,01572}. \quad (9.19)$$

Высокое значение коэффициента корреляции ($R = 0,97$) указывает на тесную корреляционную связь между параметрами χ и h .

Теоретический расчет прочности глинистых покрышек на разрыв и сжатие

Возможность теоретической оценки прочности индивидуальных контактов P_i , числа контактов χ и знание зависимости их изменения с глубиной h позволяют использовать основное уравнение физико-химической механики дисперсных сред (8.1) для оценки прочности глинистых пород на разрыв (P_t) и прочность на сжатие (P_c). При этом прочность на разрыв является не только прочностной характеристикой породы, но с ее помощью можно оценить и такой важный петрофизический параметр, как давление разрыва пласта.

Теоретический расчет прочности глинистых покрышек на разрыв. Результаты теоретического расчета прочности глинистых покрышек I–II, III–IV и V–VII классов на разрыв приведены на рис. 98. При этом следует отметить, что для всех классов покрышек теоретические зависимости $P_t = f(h)$ описываются уравнениями полинома 2-й степени:

1. Для глинистых покрышек I–II классов:

$$P_t = 0,0997 + 3,3142 \cdot 10^{-4} \cdot h + 1,01441 \cdot 10^{-7} \cdot h^2; \quad R = 0,99; \quad (9.20)$$

2. Для глинистых покрышек III–IV классов:

$$P_t = 0,06267 + 6,67745 \cdot 10^{-4} \cdot h + 2,32493 \cdot 10^{-8} \cdot h^2; \quad R = 0,99; \quad (9.21)$$

3. Для глинистых покрышек V–VII классов:

$$P_t = 0,02419 + 4,9429 \cdot 10^{-4} \cdot h + 9,14635 \cdot 10^{-8} \cdot h^2; \quad R = 0,99. \quad (9.22)$$

При использовании полученных теоретических зависимостей для оценки прочности на разрыв реальных глинистых пород следует учитывать, что в природных условиях наиболее высокие экранирующие свойства в глинистых покрышках I–II классов сохраняются в интервале от ~400–500 до максимальных глубин ~6000 м; в покрышках III–IV классов – от ~1000 до ~2500 м и в покрышках V–VII классов – от ~1200 до ~1800 м.

Ниже указанных глубин, при которых глинистые покрышки теряют свои экранирующие свойства из-за развития в них микротрещиноватости, прочность на разрыв глинистых пород в реальных условиях может снижаться.

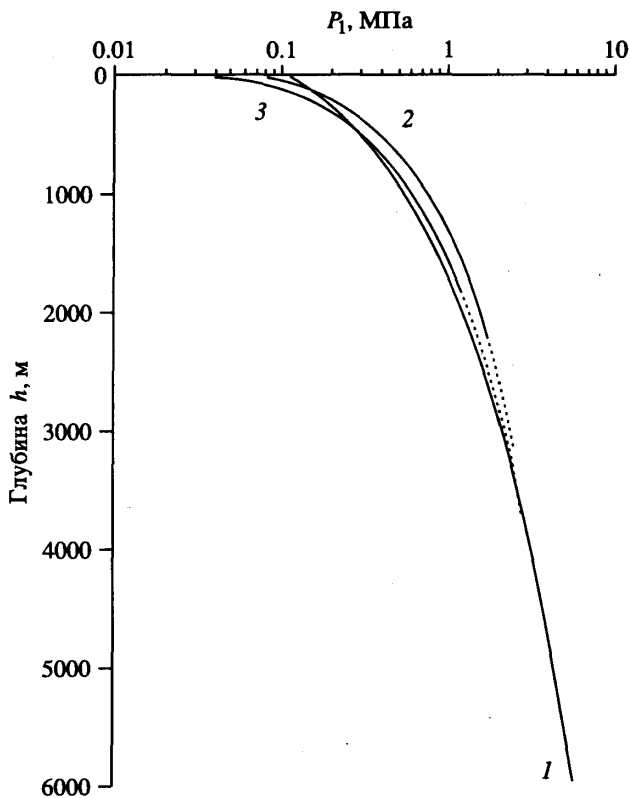


Рис. 98. Теоретические кривые изменения прочности на разрыв P_t с глубиной h для глинистых покрышек: 1 – I–II классов; 2 – III–IV классов; 3 – V–VII классов

В связи с этими ограничениями авторы считают, что на основании полученных теоретических зависимостей $P_t = f(h)$ прогноз прочности на разрыв в глинистых покрышках I–II классов можно проводить во всем интервале глубин вплоть до 5000–6000 м, а в глинистых покрышках III–IV и V–VII классов – лишь до глубин 2500 и 1800 м соответственно. На графиках рис. 98 (кривые 2 и 3) эти участки проведены пунктирной линией.

Сравнительный анализ кривых $P_t = f(h)$ (рис. 98) показывает, что до глубин от ~200 до ~2500 м наибольшую прочность на разрыв

имеют глинистые покрышки III–IV классов. Это объясняется тем, что на данных глубинах такие глинистые отложения уже прошли стадию раннего и завершают стадию позднего катагенеза, и в них преобладают переходные и начинают появляться фазовые контакты.

Глинистые покрышки I–II классов на этих глубинах в своем геологическом развитии дошли только до стадии среднего катагенеза, и в них еще могут присутствовать ближние коагуляционные и переходные контакты, которые и определяют их более низкую прочность на разрыв. Тем не менее, преимущество глинистых покрышек I–II классов заключается в том, что они обеспечивают высокие экранирующие свойства в очень большом диапазоне глубин, практически до 6000 м. При этом прочность на разрыв этих покрышек постепенно возрастает с глубиной, тогда как глинистые породы-покрышки III–IV и V–VII классов теряют свои изоляционные свойства уже на глубинах ~2500 и ~1800 м соответственно.

Прочность на разрыв глинистых покрышек V–VII классов на глубинах ~500–1800 м имеет промежуточное значение между покрышками III–IV и I–II классов, что также обусловлено формированием в них на этом интервале глубин прочных переходных и фазовых контактов. Однако, из-за большего размера структурных элементов в этих породах, количество контактов в них оказывается меньшим, чем в покрышках III–IV классов, и их прочность на разрыв оказывается ниже.

Теоретический расчет прочности глинистых покрышек на сжатие. Прочность глинистых пород на разрыв связана с прочностью на сжатие (Грунтоведение, 1983; Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород, 1984; Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы, 1985). В механике горных пород существует такой показатель, как хрупкость породы K_f , определяемый по соотношению прочности на одноосное сжатие и на разрыв (Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород, 1984):

$$K_f = P_c / P_t. \quad (9.23)$$

Анализ литературных данных (Грунтоведение, 1983; Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы, 1985) и экспериментальные исследования авторов (Соколов, 1973; Осипов, 1979; Осипов, Соколов, Румянцева, 1989) показывают, что в глинистых породах с различным типом структур соотношение P_c / P_t может существенно изменяться. Так для молодых глинистых осадков и глин слабой степени литификации с коагуляционными структурами, в которых преобладают дальние и ближние коагуляционные контакты, характерно $P_c / P_t \approx 5$. Для глинистых пород средней степени литификации с переходными структурами, характеризующихся присутствием в основном переходных контактов – $P_c / P_t \approx 8$. И, наконец, для глинистых пород высокой степени литификации (аргиллитов, алевролитов и глинистых сланцев с кристаллизационно-цементационными структурами), которые характеризуются присутствием фазовых контактов – $P_c / P_t \approx 10$.

Эти соотношения между P_c и P_t брались авторами для теоретической оценки прочности на одноосное сжатие глинистых покрышек по данным расчета прочности на разрыв.

На рис. 99 приведены теоретические зависимости прочности на одноосное сжатие глинистых покрышек от

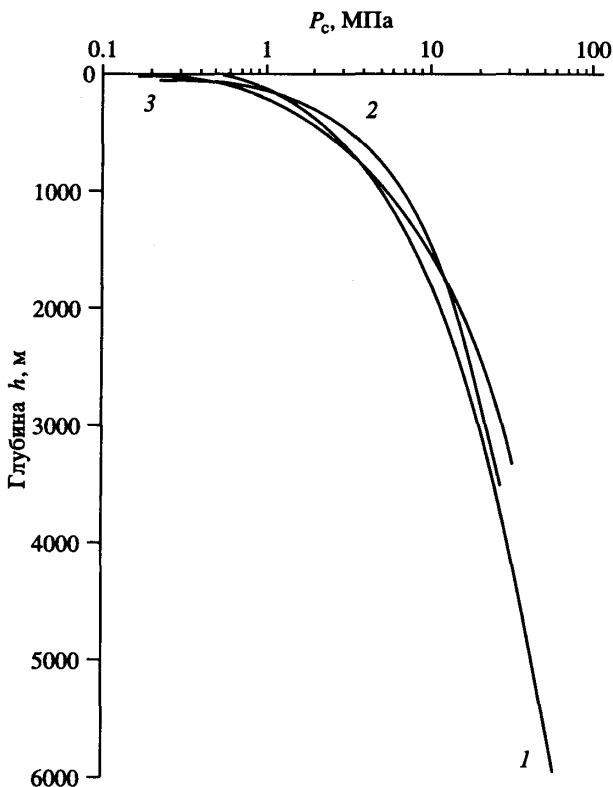


Рис. 99. Теоретические кривые изменения прочности на сжатие P_c с глубиной h для глинистых покрышек: 1 – I–II классов; 2 – III–IV классов; 3 – V–VII классов

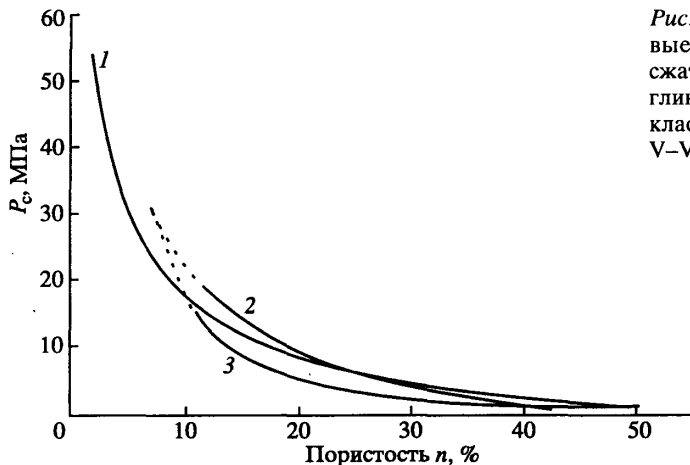


Рис. 100. Теоретические кривые изменения прочности на сжатие P_c от пористости n для глинистых покрывшек: 1 – I–II классов; 2 – III–IV классов; 3 – V–VII классов

глубины залегания пород. Из них следует, что для всех классов покрывшек зависимость $P_c = f(h)$ также описывается уравнениями полинома 2-й степени:

1. Для глинистых покрывшек I–II классов:

$$P_c = 0,4438 + 0,00328 \cdot h + 1,04629 \cdot 10^{-6} \cdot h^2, \quad R = 0,99; \quad (9.24)$$

2. Для глинистых покрывшек III–IV классов:

$$P_c = 0,13252 + 0,00596 \cdot h + 4,84865 \cdot 10^{-7} \cdot h^2, \quad R = 0,99; \quad (9.25)$$

3. Для глинистых покрывшек V–VII классов:

$$P_c = 0,06575 + 0,00331 \cdot h + 1,917 \cdot 10^{-6} \cdot h^2, \quad R = 0,99. \quad (9.26)$$

Несмотря на то, что прочность на сжатие менее чувствительна к повышению трещиноватости в глинистых породах на больших глубинах, следует считать, что корректный прогноз P_c реальных глинистых покрывшек III–IV и V–VII классов можно проводить только до глубин, на которых начинают снижаться их экранирующие свойства, т.е. до 2500 и 1800 м соответственно. Поэтому на графиках (рис. 99, кривые 2–3) эти участки проведены пунктиром.

Один из важных структурных параметров глинистых пород, который тесно связан с их глубиной залегания – пористость. Поэтому представляет практический интерес нахождение теоретической зависимости изменения прочности на сжатие P_c от пористости глинистых покрывшек (рис. 100). Для всех классов покрывшек эти зависимости описываются уравнениями степенной функции:

1. Для глинистых покрывшек I–II классов

$$P_c = -14,8832 + 97,74111 \cdot n^{-0,47104}, \quad R = 0,99; \quad (9.27)$$

2. Для глинистых покрывшек III–IV классов

$$P_c = -18,19582 + 144,41892 \cdot n^{-0,55309}, \quad R = 0,99; \quad (9.28)$$

3. Для глинистых покрывшек V–VII классов

$$P_c = -0,81453 + 1309,90996 \cdot n^{-1,83716}, \quad R = 0,99. \quad (9.29)$$

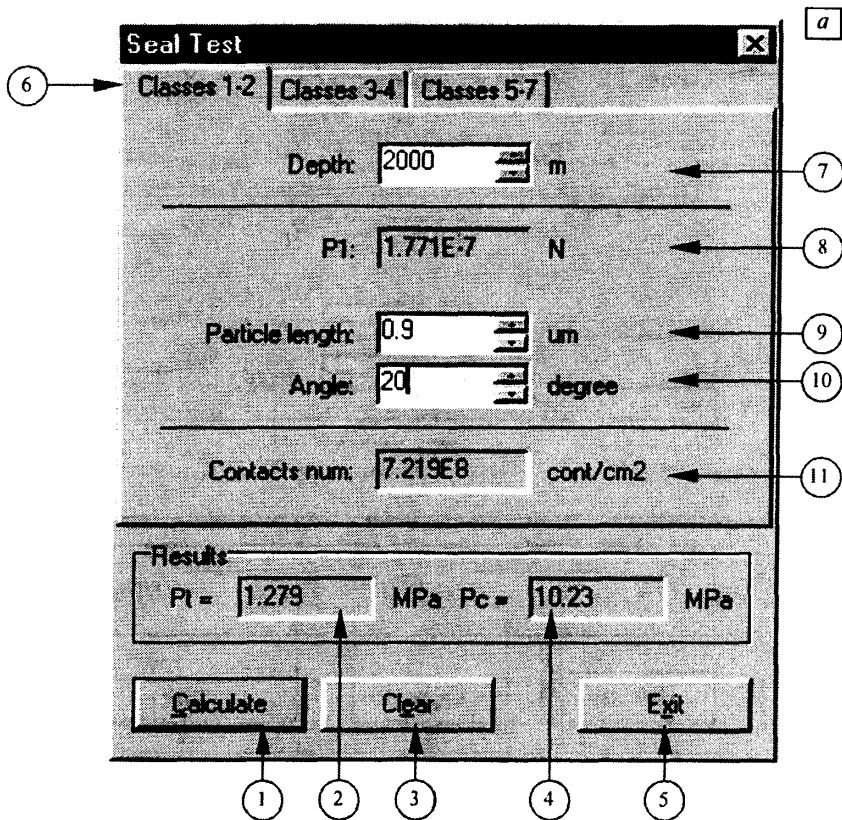


Рис. 101. Главное рабочее окно программы “Seal Test” при проведении вычислений прочности на разрыв и сжатие для глинистых покрышек: а – I–II, б – II–IV и в – V–VII классов

Изменения зависимостей $P_c = f(n)$ находятся в соответствии с тенденциями изменения пористости (n) и прочности (P_c) с глубиной h .

На кривых $P_c = f(n)$ для покрышек III–IV и V–VII классов (рис. 100, кривые 2, 3) пунктирами показан ход этих зависимостей для пористостей, соответствующих глубинам 2500 и 1800 м, т.к. на этих участках теоретические данные по P_c могут быть сильно завышены и не соответствовать прочности на сжатие реальных образцов из-за развития в них процессов трещиноватости.

Программа “Seal Test” для оценки механической прочности глинистых покрышек. Теоретические зависимости прочности индивидуального контакта между глинистыми частицами от глубины залегания глинистых покрышек различных классов легли в основу специализированной компьютерной программы “Seal Test” для оценки механической прочности глинистых покрышек.

Программа работает в среде ОС Microsoft Windows 95/98/NT. Для начала работы с программой необходимо скопировать файл “Stest.exe” на прилагаемой дискете в любую директорию жесткого диска персонального компьютера (ПК). После этого данный файл может быть вызван на исполнение.

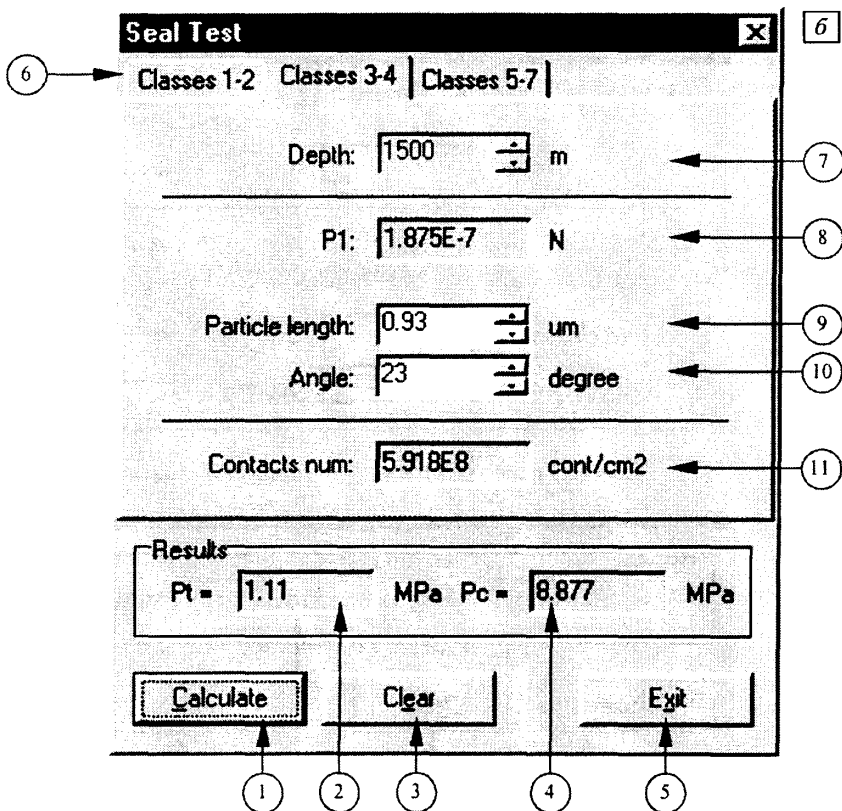


Рис. 101 (продолжение)

Главное окно программы состоит из трех основных частей:

- в верхней части главного окна расположены закладки выбора классов покрышек (рис. 101 (6)), окна ввода и редактирования исходных параметров расчетной модели;

- ниже располагаются окна отображения результатов расчетов прочности на разрыв P_t (рис. 101 (2)) и прочности на сжатие P_c (рис. 101 (4)) в соответствии с активным классом глинистых покрышек и введенными исходными параметрами;

- в нижней части главного окна располагаются клавиши управления работой программы: <Calculate> – клавиша начала вычислений для выбранного класса глинистых покрышек (рис. 101(1)); <Clear> – клавиша сброса результатов предыдущих вычислений и инициализации исходных параметров активного класса покрышек (рис. 101 (3)); <Exit> – клавиша завершения работы с программой (рис. 101 (5)).

Работа с программой начинается с выбора класса глинистых покрышек. Для этого пользователь должен щелкнуть левой клавишей мыши на одной из трех закладок в верхней части главного окна программы (рис. 101 (6)). Первая закладка соответствует глинистым покрышкам I и II классов, вторая – покрышкам III и IV классов, третья – V–VII классов.

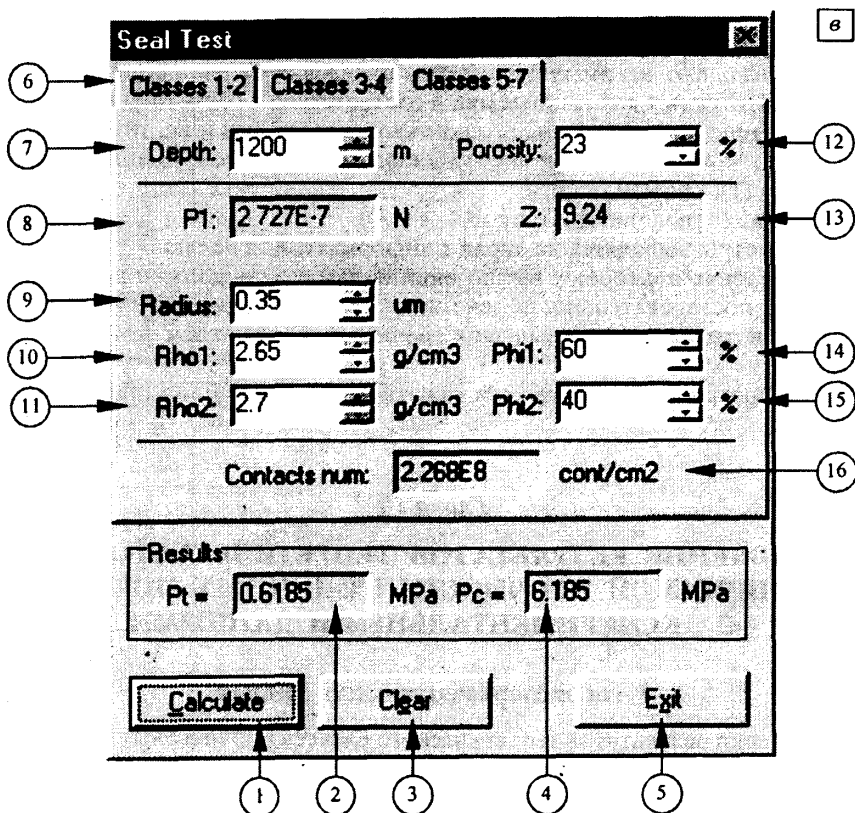


Рис. 101 (окончание)

Затем пользователю необходимо ввести исходные параметры расчетной модели. Для различных типов покрышек задаются различные исходные параметры:

Для глинистых покрышек I–II и III–IV классов требуется ввести:

- глубину залегания глинистой покрышки в метрах (рис. 101, а, б (7));
- среднюю длину глинистых частиц в микронах (рис. 101, а, б (9));
- угол наклона между контактирующими глинистыми частицами в градусах (рис. 101, а, б (10)).

Для глинистых покрышек V–VII классов вводятся:

- глубина залегания глинистой покрышки в метрах (рис. 101, в (7));
- пористость глинистой покрышки в процентах (рис. 101, в (12));
- средний радиус мелких (глинистых) частиц (рис. 101, в (9));
- плотность крупных (пылеватых) частиц ρ_1 (рис. 101, в (10)) и плотность мелких (глинистых) частиц ρ_2 (рис. 101, в (11)) в г/см³;
- весовая концентрация крупных (пылеватых) частиц ϕ_1 (рис. 101, в (14)) и мелких (глинистых) частиц ϕ_2 (рис. 101, в (15)) в процентах.

На основании введенных параметров по нажатию клавиши <Calculate> (рис. 101 (1)) производится вычисление искомых параметров:

– P_r – прочность на разрыв, МПа (рис. 101 (2));

– P_c – прочность на сжатие, МПа (рис. 101 (4)).

Помимо основных искомым параметров определяется ряд промежуточных параметров, необходимых для вычислений в соответствии с расчетной моделью:

– P_1 – прочность индивидуального контакта в ньютонах (рис. 101 (8));

χ – число контактов в единице площади сечения разрушения, в конт/см² (рис. 101, а, б (11); рис. 101, в (16));

– координационное число Z (рис. 101, в (13)).

Эти параметры выводятся на экран с информативной целью.

Для проведения повторных вычислений пользователь должен повторить описанную выше последовательность действий. Перед этим можно обнулить исходные данные и результат предыдущих вычислений нажатием клавиши <Clear> (рис. 101 (3)).

Работа с программой завершается нажатием клавиши <Exit> (рис. 101 (5)).

Глава 10

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕОРЕТИЧЕСКОГО РАСЧЕТА МЕХАНИЧЕСКОЙ ПРОЧНОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ДАННЫМИ

База экспериментальных данных

Для проверки результатов теоретического расчета прочностных характеристик глинистых покрышек авторами была собрана коллекция образцов глинистых пород различного возраста, генезиса и степени литификации, отобранных из разных районов бывшего СССР. Эта коллекция включает в себя 21 образец глинистых покрышек I–II классов, 43 образца глинистых покрышек III–IV классов и 8 образцов покрышек V–VII классов. К сожалению, в литературе имеется очень мало сведений по составу и свойствам глинистых покрышек V–VII классов, и авторам пришлось довольствоваться столь маленькой выборкой. По всем образцам имелись следующие данные: место отбора, возраст, глубина залегания, результаты гранулометрического и минерального анализов, общая пористость и прочность на одноосное сжатие. Все данные по образцам были сведены в базу данных, приведенную в таблицах 5–7.

Сопоставление теоретических и экспериментальных данных

Для оценки достоверности теоретических расчетов механической прочности глинистых покрышек различных классов была проведена проверка получаемых результатов.

На рис. 102 приведены графики зависимости прочности на сжатие от глубины залегания реальных образцов глинистых покрышек I–II, III–IV и V–VII классов соответственно. К сожалению, из-за недостаточно большой выборки образцов глинистых покрышек I–II и V–VII классов, авторы не смогли построить экспериментальные зависимости $P_c = f(h)$ для всего интервала глубин, на которых данные покрыш-

Таблица 5

База экспериментальных данных по образцам глинистых покрышек I-II классов

№ п/п	Место отбора образца	Возраст	Тип породы	Глубина залегания, <i>h</i> , м	Класс глинистой покрышки	Общая пористость <i>n</i> , %	Прочность на одноосное сжатие, <i>P_c</i> , МПа	Соотношение пылеватой и глинистой фракций	Соотношение набухающих и ненабухающих минералов <i>M + CC/Г + X + K*</i>	Ссылка на литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Московская синеклиза, вблизи Московского угольного бассейна	C_1	глина	120	II	36	1,23	0,3	2,0	Попов, 1961.
2	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	Q_1^{t-b}	"	145	II	41,9	1,27	0,3	2,0	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965.
3	"	Q_1^{t-b}	"	151	II	41	1,18	0,3	2,0	"
4	"	N_2^{3ap}	"	277	II	42,5	1,86	0,2	2,0	"
5	"	N_2^{3ap}	"	281	II	38,7	1,81	0,3	2,0	"
6	"	N_2^{3ap}	"	283	II	35,5	1,93	0,3	2,0	"
7	"	N_2^{3ap}	"	295	II	42	0,89	0,2	2,0	"
8	"	N_2^2	"	615	II	31,8	3,5	0,3	1,5	"

Таблица 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
9	"	N_2^2	"	724	II	33,6	3,42	0,3	1,5	"
10	"	N_2^2	"	745	II	33	3,05	0,3	1,5	"
11	Западная Сибирь, Барабинская опорная скважина	K_2t	"	750	II	11,7	19	0,3	3,0	Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, 1975
12	Западная Сибирь, Тимская опорная скважина 1-R	K_2t	"	790	II	14	2,46	0,3	4,0	"
13	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	N_2^2	"	810	II	31,3	2,75	0,2	1,5	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
14	Западная Сибирь, Ново-Васюганская скважина	K_2	"	880	II	11,5	3,85	0,1	3,0	Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, 1975

15	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	N_2^2	"	892	II	27,8	4,2	0,3	1,5	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
16	"	N_2^2	"	933	II	29,4	3,5	0,3	1,5	"
17	"	N_2^2	"	974	II	27,2	3,5	0,3	1,5	"
18	"	N_2^2	"	1108	II	27,9	3,4	0,3	1,5	"
19	Охотская нефтегазоносная провинция	$Pg-N$	"	2000	II	19	12	0,2	2,5	Литолого-петрографические критерии нефтегазоносности, 1990
20	Предкавказье, Краснодарский край	K_1	аргиллит	2020	II	22	13	0,3	1,5	Распределение и корреляция показателей физических свойств горных пород, 1981
21	Предкавказье, Западно-Кубанский район	$Pg_3-N_1^1$	глина	2450	II	22	11	0,1	3,0	Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы, 1985

Примечание: М – монтмориллонит, СС – смешанослойные, Г – гидрослюда, Х – хлорит, К – каолинит.

Таблица 6

База экспериментальных данных по образцам глинистых покрывок III-IV классов

№ п/п	Место отбора образца	Возраст	Тип породы	Глубина залегания h , м	Класс глинистой покрывки	Общая пористость λ , %	Прочность на одноосное сжатие P_c , МПа	Соотношение пылеватой и глинистой фракций	Соотношение набухающих и ненабухающих минералов $M+CC/G+X+K$	Ссылка на литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	Q_{2-4}	глина	25	IV	42,1	0,16	0,7	0,8	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
2	Волго-Уральский нефтегазоносный район, район г. Ульяновска	K_1b	"	30	IV	45	0,95	0,4	0,7	Попов, 1961
3	Московская синеклиза, вблизи Московского угольного бассейна	C_1	"	30	III	46	1,05	0,6	0,7	"
4	Волго-Уральский нефтегазоносный район, район г. Ульяновска	K_1	"	40	IV	49	0,75	0,7	0,7	"

5	Московская синеклиза, вблизи Московского угольного бассейна	C ₁	"	50	III	31	0,75	0,7	0,6	"
6	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	Q ₂₋₄	"	55	IV	42,2	0,2	0,7	0,8	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
7	Волго-Уральский нефтегазоносный район, вблизи деревни Голошубиха	P _{2t}	"	60	IV	48,8	0,6	0,5	0,7	Попов, 1961
8	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	Q ₂₋₄	"	65	IV	43,6	0,17	0,6	0,9	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
9	"	Q ₂₋₄	"	71	IV	44,8	0,54	0,6	0,9	"
10	Волго-Уральский нефтегазоносный район, вблизи деревни Голошубиха	P _{2t}	"	80	IV	47,1	0,8	0,5	0,7	Попов, 1961
11	"	P _{2t}	"	100	IV	43,5	0,8	0,5	0,7	"

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
12	Сочленение Воронежского свода и Днепровско-Донецкого бассейна, Белгородский район, пос. Гостинцево	J ₂₋₃	"	100	IV	51	0,3	0,5	0,7	Коробанова, 1983
13	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	Q ₁ ^{t-b}	"	109	III	41,2	0,48	0,8	1,0	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
14	"	Q ₁ ^{t-b}	"	127	III	38,4	0,5	0,6	1,0	"
15	Волго-Уральский нефтегазоносный район, район г. Васильсурск	P _{2t}	"	150	IV	39	0,9	0,4	0,7	Попов, 1961
16	Сочленение Воронежского свода и Днепровско-Донецкого бассейна, Белгородский район, пос. Гостинцево	J ₂₋₃	"	175	IV	49	1	0,7	0,7	Коробанова, 1983

17	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	N_2^{3ap}	"	187	IV	39,9	1,27	0,7	1,0	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
18	Сочленение Воронежского свода и Днепровско-Донецкого бассейна, Белгородский район, пос. Гостинцево	J_{2-3}	"	210	III	42	1,8	0,5	0,7	Коробанова, 1983
19	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	N_2^{3ap}	"	253	III	43,3	0,75	0,4	1,0	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
20	"	N_2^{3ap}	"	301	III	39	2,2	0,5	1,0	"
21	"	N_2^{3ap}	"	313	IV	39,8	1,91	0,4	1,0	"
22	"	N_2^{3ap}	"	343	IV	35,5	3,57	0,6	1,0	"
23	"	$J_3 km-ox$	аргиллит	350	III	44	3,9	0,8	0,8	Коробанова, 1983
24	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	N_2^{3ap}	глина	367	IV	37,1	1,75	0,6	0,8	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
25	Юго-восток Западно-Сибирской плиты, Кузбасс, г. Прокопьевск	C_3-P_1	аргиллит	410	IV	22,4	4,15	1,0	0,7	Дудушкина, Бобров, 1974
26	"	C_3-P_1	"	650	III	24,2	5,96	0,7	0,6	"
27	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	N_2^2	глина	665	IV	32,4	3,5	0,6	1,0	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
28	"	N_2^2	"	759	IV	28,4	3,69	0,7	0,8	"
29	Западная Сибирь, Люшинская площадь, опорная скважина 1-R	K_2t	"	780	III	26	6	1,0	0,7	Физические свойства горных пород Западно-Сибирской газоносной провинции, 1975
30	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	N_2^2	"	843	III	24,6	4,04	1,1	1,0	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
31	"	N_2^2	"	899	III	27,6	5,5	0,7	0,8	"
32	"	N_2^2	"	919	IV	28,1	3,8	0,6	0,9	"
33	"	N_2^2	"	1018	III	27,5	4,8	0,5	1,0	"
34	"	N_2^2	"	1050	IV	22,8	3,64	0,8	1,0	"
35	"	N_2^2	"	1137	III	21	5,38	1,0	0,6	"
36	"	N_2^2	"	1151	IV	27,4	3,6	1,0	0,7	"

37	Сочленение Днепровско-Донецкого бассейна и Донбасса	C_1	аргиллит	1200	IV	16,7	8,3	0,8	0,7	Свойства горных пород при разных видах и режимах напряжения, 1984
38	Предкавказье, Западно-Кубанский прогиб	$Pg_3 - N_1^1$	глина	1500	III	26	10	0,4	1,0	Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы, 1985
39	Западная Сибирь, Завьяловская скважина 3-R	$K_{1al-ар}$	аргиллит	1800	III	19,7	11,3	0,4	0,7	Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, 1975
40	Предкавказье, Западно-Кубанский прогиб	$Pg_3 - N_1^1$	глина	2050	III	17	18,5	0,5	0,7	Теор. основы инж. геологии. Геологические основы, 1985
41	Предкавказье, Краснодарский край	K_1	аргиллит	2130	III	20	13	3,0	0,6	Распределение и корреляция показателей физических свойств горных пород: Справочное пособие, 1981
42	Охотская нефтегазоносная провинция, северный Сахалин	$Pg-N$	"	3000	III	14	16,3	0,7	0,8	Литолого-петрографические критерии нефтегазоносности, 1990
43	"	$Pg-N$	"	4000	III	10	25	1,0	0,7	"

Таблица 7

База экспериментальных данных по образцам глинистых покрывок V–VIII классов

№ п/п	Место отбора образца	Возраст	Тип породы	Глубина залегания h , м	Класс глинистой покрывки	Общая пористость n , %	Прочность на одноосное сжатие P_c , МПа	Соотношение пылеватой и глинистой фракций	Соотношение набухающих и ненабухающих минералов $M+CC/\Gamma+X+K$	Ссылка на литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Южно-Каспийский нефтегазоносный район. Бакинский архипелаг	$N_2^{Зар}$	глина	451	V	36,0	1,79	0,6	0,5	Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965
2	"	$N_2^{Зар}$	"	463	IV	34,0	2,32	0,7	0,5	"
3	"	$N_2^{Зар}$	"	499	V	32,5	2,2	0,8	0,6	"
4	"	$N_2^{Зар}$	"	535	VI	31,7	2,3	0,9	0,4	"
5	"	$N_2^{Зар}$	"	544	VI	30,0	2,51	0,8	0,4	"
6	"	N_2^2	"	675	V	27,1	2,8	1,1	0,5	"
7	"	N_2^2	"	773	V	26,0	3,6	0,9	0,5	"
8	"	N_2^2	"	1200	VI	23,0	6,1	2,0	0,3	"

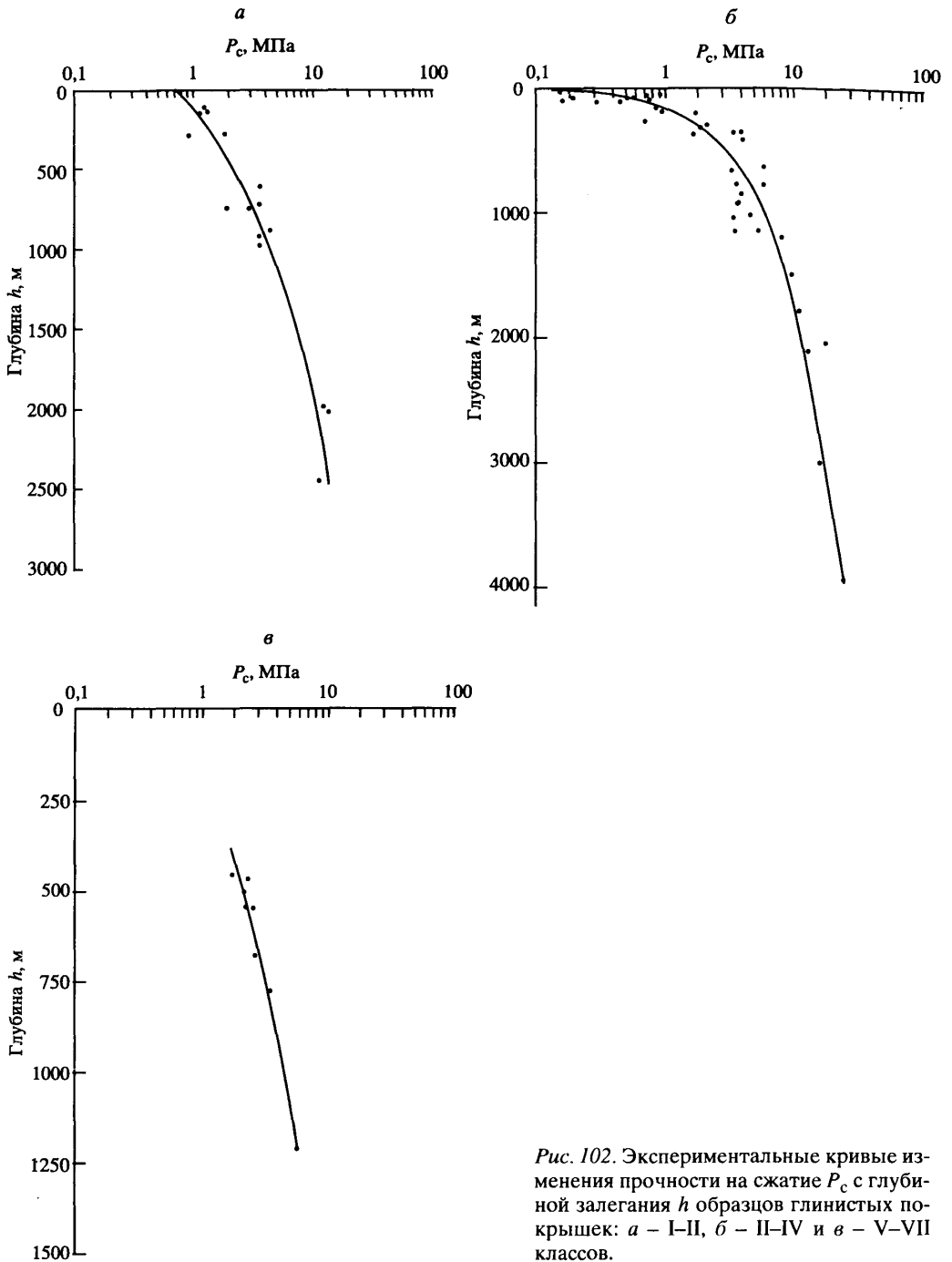


Рис. 102. Экспериментальные кривые изменения прочности на сжатие P_c с глубиной залегания h образцов глинистых покрышек: *а* – I–II, *б* – II–IV и *в* – V–VII классов.

**Результаты определения микроморфологических параметров модели
"перекашивающегося картонного домика" для глинистых покрышек I–II классов**

№ п/п	Глубина залегания образцов h , м	Длина глинистых частиц a , мкм	Угол наклона между контактирующими глинистыми частицами θ , град	№ п/п	Глубина залегания образцов h , м	Длина глинистых частиц a , мкм	Угол наклона между контактирующими глинистыми частицами θ , град
1	120	0,55	60	12	790	0,7	32
2	145	0,55	57	13	810	0,7	32
3	151	0,55	56	14	880	0,71	31
4	277	0,58	49	15	892	0,72	30
5	281	0,58	49	16	933	0,73	30
6	283	0,58	49	17	974	0,75	29
7	295	0,6	48	18	1108	0,77	24
8	615	0,65	36	19	2000	0,90	20
9	724	0,68	34	20	2020	0,93	20
10	745	0,68	33	21	2450	1,03	17
11	750	0,68	32				

ки обладают хорошими изоляционными свойствами. Таким образом, экспериментальные данные по покрышкам I–II классов ограничивались глубиной ~2700 м, а V–VI классов – до ~1200 м.

Из полученных результатов следует, что все зависимости $P_c = f(h)$, построенные на основании экспериментальных данных (см. базу данных, табл. 5–7), описываются регрессионными уравнениями полинома 2-й степени:

1. Для глинистых покрышек I–II классов:

$$P_c = 0,69973 + 0,00246 \cdot h + 1,13662 \cdot 10^{-6} \cdot h^2, R = 0,90; \quad (10.1)$$

2. Для глинистых покрышек III–IV классов:

$$P_c = 0,19968 + 0,00571 \cdot h + 4,24267 \cdot 10^{-7} \cdot h^2, R = 0,93; \quad (10.2)$$

3. Для глинистых покрышек V–VII классов:

$$P_c = 0,71908 + 0,00191 \cdot h + 2,14669 \cdot 10^{-6} \cdot h^2, R = 0,98. \quad (10.3)$$

При проведении компьютерного расчета прочности на разрыв P_t и прочности на одноосное сжатие P_c необходимо было знать микроморфологические параметры моделей, по которым оценивалось число контактов χ .

Как уже отмечалось ранее, в глинистых покрышках I–II и III–IV классов для расчетов χ требовалось иметь данные о длине глинистых частиц a и угле наклона между контактирующими частицами θ . Параметр a определялся по результатам гранулометрического анализа образцов, а угол θ оценивался с помощью количественного анализа микроструктуры этих образцов по РЭМ-изображениям. При этом следует отметить, что в тех случаях, когда авторы не располагали самими образцами, угол θ определялся по полученным ранее РЭМ-фотографиям, которые вводились в компьютер с помощью сканера и, затем, обсчитывались с помощью программы "STIMAN". Результаты определения параметров модели a и θ и их изменение с глубиной приведены в таблицах 8 и 9.

Результаты определения микроморфологических параметров модели
"перекашивающегося карточного домика" для глинистых покрышек III–IV классов

№ п/п	Глубина залегания образцов h , м	Длина глинистых частиц a , мкм	Угол наклона между контактирующими глинистыми частицами θ , град	Класс глинистой покрышки
1	25	0,52	82	IV
2	30	0,52	80	IV
3	30	0,52	78	III
4	40	0,52	75	IV
5	50	0,53	75	III
6	55	0,53	73	IV
7	60	0,54	70	IV
8	65	0,54	67	IV
9	71	0,54	67	IV
10	80	0,55	65	IV
11	100	0,56	61	IV
12	100	0,54	62	IV
13	109	0,55	60	III
14	127	0,57	56	III
15	150	0,58	55	IV
16	175	0,58	53	IV
17	187	0,6	49	IV
18	210	0,64	45	III
19	253	0,65	44	III
20	301	0,66	43	III
21	313	0,66	43	IV
22	343	0,68	41	IV
23	350	0,68	41	III
24	367	0,68	40	IV
25	410	0,7	39	IV
26	650	0,76	32	III
27	665	0,76	30	IV
28	759	0,8	29	IV
29	780	0,8	29	III
30	843	0,8	27	III
31	899	0,83	28	III
32	919	0,83	28	IV
33	1018	0,85	27	III
34	1050	0,86	27	IV
35	1137	0,85	26	III
36	1151	0,85	26	IV
37	1200	0,89	25	IV
38	1500	0,93	23	III
39	1800	0,98	21	III
40	2050	1,01	20	III
41	2130	1,05	19	III
42	3000	1,19	15	III
43	4000	1,35	11	III

**Результат определения параметров бидисперсной модели
для глинистых покрышек V–VII классов**

№ п/п	Глубина залегания образцов h , м	Общая пористость n , %	Радиус пылеватых зерен R , мкм	Радиус глинистых частиц r , мкм	Весовое содержание пылеватых зерен Φ_R , %	Весовое содержание глинистых частиц Φ_r , %	Плотность пылеватых зерен ρ_R , г/см ³	Плотность глинистых частиц ρ_r , г/см ³	Класс глинистой покрышки
1	451	36	8	0,3	50	50	2,65	2,70	V
2	463	34	8,5	0,3	"	"	"	"	V
3	499	32,5	"	0,33	"	"	"	"	V
4	535	31,7	"	"	"	"	"	"	VI
5	544	30	"	"	"	"	"	"	VI
6	675	27,1	"	"	"	"	"	"	V
7	773	26	"	0,35	"	"	"	"	V
8	1200	23	"	"	60	40	"	"	VI

В глинистых покрышках V–VII классов расчет числа контактов проводился на основании бидисперсной модели. При этом необходимо было знать, следующие параметры модели: пористость (n), средний радиус крупных (R) и мелких частиц (r), их плотности (ρ_R и ρ_r) и весовое содержание (Φ_R и Φ_r). Все эти значения брались авторами по литературным данным (Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза, 1965). Они сведены в таблицу 10.

На рис. 103 показаны результаты расчета прочности на разрыв P_t и ее изменение с глубиной, проведенные с помощью программы "Seal Test". Как следует из этих расчетов, все полученные регрессионные зависимости $P_t = f(h)$ описываются уравнениями полинома 2-й степени:

1. Для глинистых покрышек I–II классов:

$$P_t = 0,08965 + 4,28289 \cdot 10^{-4} \cdot h + 6,79919 \cdot 10^{-8} \cdot h^2, R = 0,99; \quad (10.4)$$

2. Для глинистых покрышек III–IV классов:

$$P_t = 0,0915 + 5,89334 \cdot 10^{-4} \cdot h + 6,01741 \cdot 10^{-8} \cdot h^2, R = 0,99; \quad (10.5)$$

3. Для глинистых покрышек V–VII классов:

$$P_t = -0,17364 + 0,00103 \cdot h - 3,026 \cdot 10^{-7} \cdot h^2, R = 0,98. \quad (10.6)$$

В дальнейшем, на основании данных о P_t , с помощью программы "Seal Test" была рассчитана и прочность на сжатие образцов глинистых покрышек различных классов. Результаты такого расчета для P_c с глубиной приведены на рис. 104. Они показывают, что для всех классов глинистых покрышек зависимость $P_c = f(h)$, так же как и зависимость $P_t = f(h)$, описывается регрессионными уравнениями полинома 2-й степени:

1. Для глинистых покрышек I–II классов:

$$P_t = 0,69725 + 0,00282 \cdot h + 1,09787 \cdot 10^{-6} \cdot h^2, R = 0,98; \quad (10.7)$$

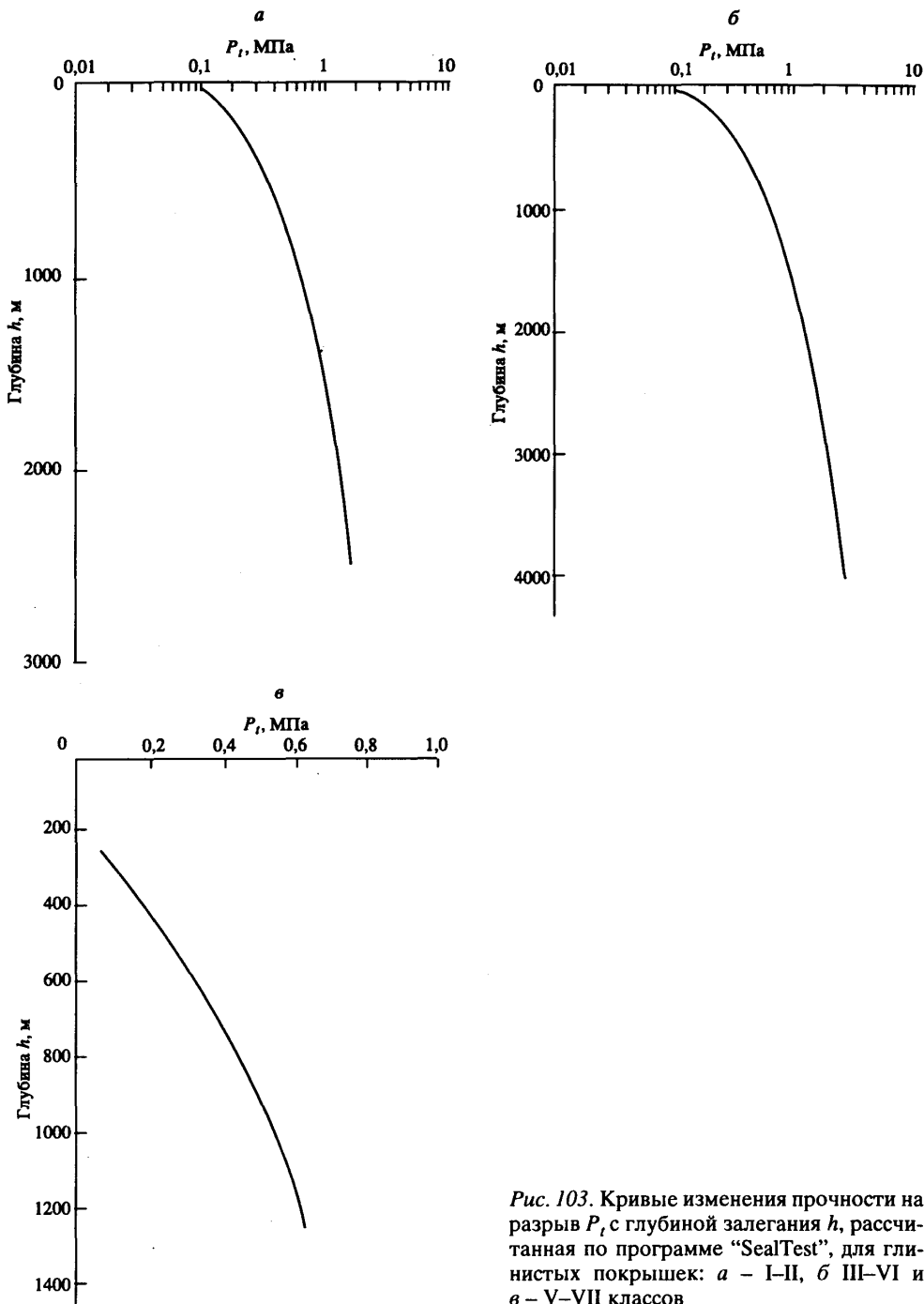


Рис. 103. Кривые изменения прочности на разрыв P_t с глубиной залегания h , рассчитанная по программе "SealTest", для глинистых покрышек: а – I–II, б III–VI и в – V–VII классов

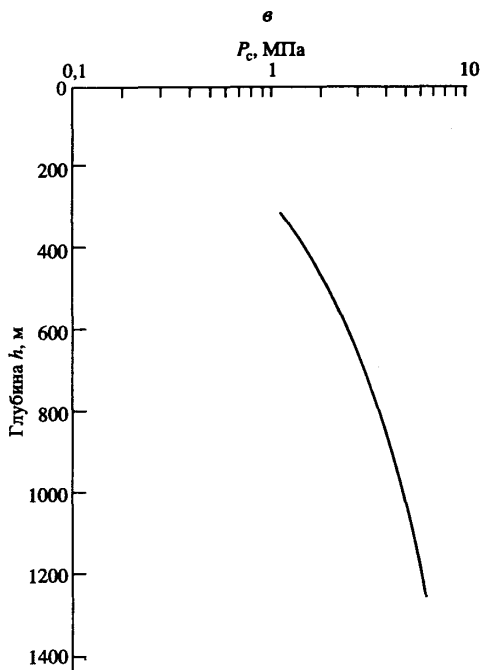
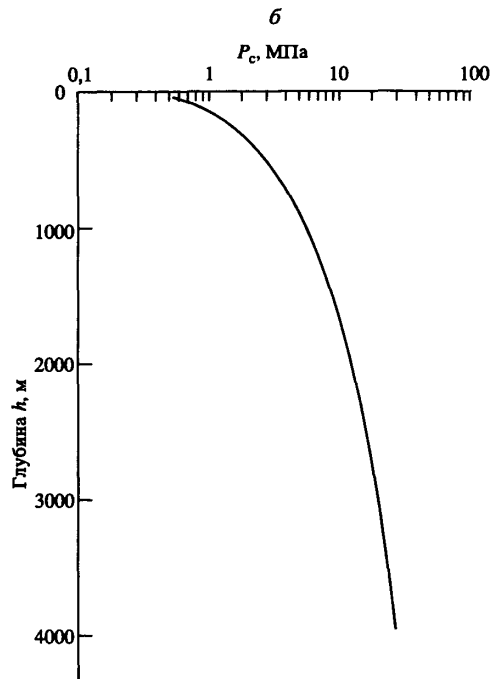
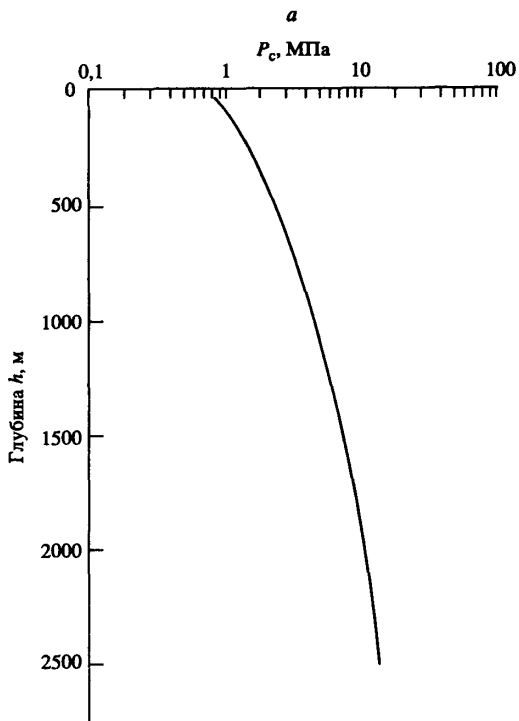


Рис. 104. Кривые изменения прочности на сжатие P_c с глубиной залегания h для глинистых покрышек: *а* – I–II, *б* – II–IV и *в* – V–VII классов, рассчитанные по программе “Seal Test”

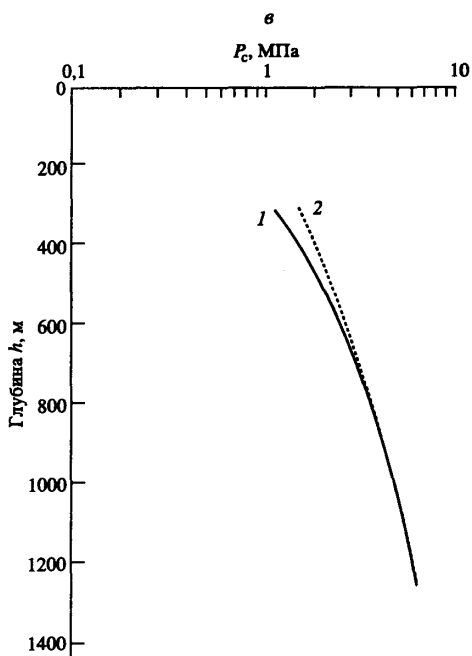
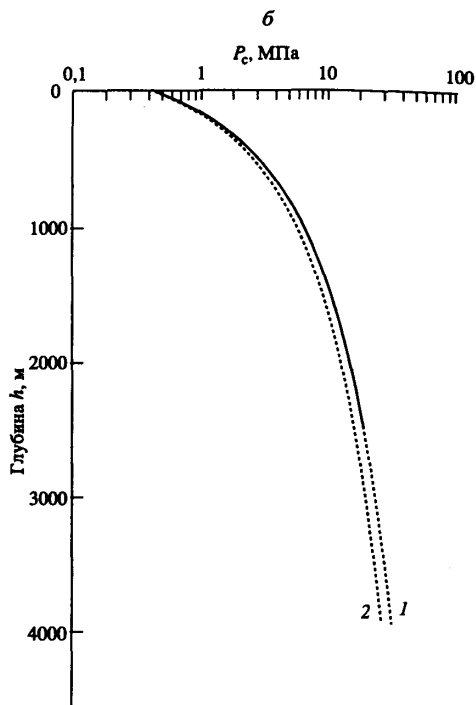
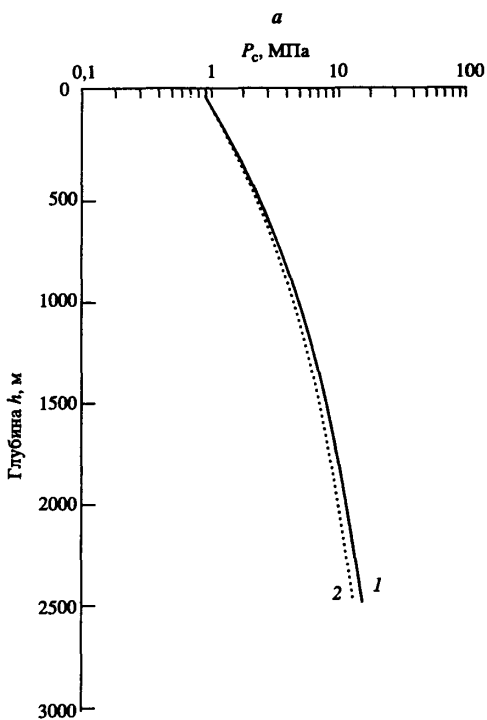


Рис. 105. Изменение прочности на сжатие P_c с глубиной залегания h для глинистых покрышек а – I–II, б – II–IV и в – V–VII классов: 1 – зависимость, рассчитанная по программе “SealTest”; 2 – экспериментальная зависимость

2. Для глинистых покрышек III–IV классов:

$$P_c = 0,41061 + 0,005 \cdot h + 9,00068 \cdot 10^{-7} \cdot h^2, R = 0,99; \quad (10.8)$$

3. Для глинистых покрышек V–VII классов:

$$P_c = -0,12727 + 0,00386 \cdot h + 1,17542 \cdot 10^{-6} \cdot h^2, R = 0,99. \quad (10.9)$$

На рис. 105 показаны результаты сравнения экспериментальных кривых $P_c = f(h)$ с теоретическими, рассчитанными по программе “Seal Test” для глинистых покрышек I–II, III–IV и V–VII классов соответственно.

В интервалах глубин, где глинистые покрышки обладают высокими экранирующими свойствами, наблюдается хорошая сходимость между теоретическими и экспериментальными данными. При этом следует отметить, что экспериментальные кривые проходят немного ниже теоретических.

Такой ход экспериментальных зависимостей можно объяснить некоторым разуплотнением образцов глинистых пород при поднятии керна на поверхность с больших глубин. В результате их прочность оказывается меньше теоретически рассчитанной.

Наилучшая сходимость между теоретическими и экспериментальными данными отмечается в глинистых покрышках I–II и V–VII классов во всем диапазоне рассматриваемых глубин (от ~120 до 2500 и от 450 до 1200 м соответственно) (рис. 105, а, в). Следует отметить, что на этих глубинах глинистые покрышки I–II и V–VII классов имеют высокие экранирующие свойства.

Наиболее сильные различия между теоретическими и экспериментальными значениями наблюдаются в глинистых покрышках III–IV классов на глубинах более 2500 м (рис. 105, б, пунктирный участок кривой 1), когда они начинают терять свои экранирующие свойства. Как уже отмечалось ранее, данный факт объясняется развитием трещиноватости на больших глубинах. Так как теоретический расчет не учитывает снижение прочности за счет появления в породе микротрещин, то экспериментальные значения P_c получаются ниже теоретически ожидаемых.

В заключение следует отметить, что для определенных интервалов глубин, где глинистые покрышки обладают высокими экранирующими свойствами, данные о механической прочности глинистых покрышек, получаемые с помощью программы “Seal Test”, дают хорошую сходимость с экспериментальными результатами. Таким образом, для глинистых покрышек I–II классов подобный оценочный расчет P_c оказывается корректным на глубинах ~500–6000 м; для глинистых покрышек III–IV классов – ~1000–2500 м и для глинистых покрышек V–VII классов – ~1200–1800 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Авчан Г.М., Матвеев А.А., Стефанкевич З.Б.* Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979. 224 с.
- Амелина Е.А., Шукин Е.Д.* Изучение некоторых закономерностей формирования контактов в пористых дисперсных структурах // Коллоидн. журн., 1970. Т. 32. N 6. С. 795–800.
- Антонова Т.Ф.* О классификации глинистых покрышек в разрезе центральных районов Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГТИМС. Вып. 47. Новосибирск. С. 128–131. 1966.
- Аралсорская сверхглубокая скважина (геологические результаты) / Под ред. Ю.М. Васильева. Тр. Московского ин-та нефтетехнической и газовой промышленности. Вып. 10. М.: Недра, 1972. 264 с.
- Ахматов А.С.* Молекулярная теория граничного трения. М.: Физматгиз, 1963. 462 с.
- Бабак В.Г.* Прочность пористых твердых тел. Автореф. дисс. канд. физ. н. М.: МГУ, 1974. 20 с.
- Бабак В.Г., Козуб С.П., Соколов В.Н., Осипов В.И.* Методика прецезионного измерения энергии взаимодействия конденсированных тел в различных физико-химических условиях // Изв. АН СССР. Сер. физ. Т. 41, 1977. С. 2401–2407.
- Бабак В.Г., Соколов В.Н., Свешникова Е.В. и др.* Прямое измерение сил сцепления между частицами слюды в водных растворах поливинилового спирта // Инженерная геология, 1984, № 4. С. 57–63.
- Бабинец А.Е., Емельянов В.А., Митропольский А.Ю. и др.* Физико-химические свойства донных осадков Черного моря. Киев: Наукова Думка, 1981. 204 с.
- Бахтин В.В., Фомин А.А., Кузьменкова Г.Е. и др.* Литофизические и деформационные свойства покрышек визея Днепровско-Донецкой впадины в пластовых условиях // Физические свойства коллекторов нефти при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1979. С. 77–91.
- Березкина Г.М., Брилинг И.А., Корякина Н.С., Краснушкин А.В.* Экспериментальные исследования движения влаги и солей в глинистых породах // Взаимодействие поверхностного и подземного стока. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1976. Вып. 4. С. 196–270.
- Блох А.М.* Структура воды и геологические процессы. М.: Недра, 1969. 216 с.
- Боголюбова Л.И.* Органическое вещество современных и ископаемых осадков. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. н. М.: 1992. 54 с.
- Бондаренко Н.Ф.* Физика движения подземных вод. Л.: Гидрометиздат, 1973. 216 с.
- Брилинг И.А.* Движение воды в почвах и глинистых породах // Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. С. 74–90.
- Ваганов В.П.* Экспериментальное изучение физико-химических закономерностей формирования кристаллизационных контактов при срастании отдельных кристаллов. Автореф. канд. дис. н. М.: МГУ, 1975. 16 с.
- Вассоевич Н.Б.* Еще о терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза // Тр. ВНИИГРИ, 1962. Вып. 2. С. 57–65.
- Вассоевич Н.Б.* Образование нефти в терригенных отложениях. Тр. ВНИИГРИ. Вып. 128. 1958. 220 с.
- Вассоевич Н.Б.* Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения

глинистых осадков // *Новости нефтяной техники. Геология*, 1966. № 4. С. 11–13.

Вассоевич Н.Б. Роль глин в нефтеобразовании // *Советская геология*, 1975. № 3. С. 15–29.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) // *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, 1967. № 11. С. 135–156.

Воларович М.П. Исследование физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах // *Экспериментальные исследования в области глубинных процессов*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 51–56.

Воробьев В.Н. О влиянии диктующих слоев на интенсивность трещиноватости пород // *Нефтегазовая геология и геофизика*. 1969. № 10. С. 20–22.

Гегузин Я.Е. Физика спекания. М.: Наука, 1967. 360 с.

Гинзбург И.И. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов // *Кора выветривания*. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 5. С. 25–119.

Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Проницаемость и фильтрация в глинах. М.: Недра, 1986. 160 с.

Горькова И.М. Глинистые породы и их прочность в свете современных представлений коллоидной химии // *Труды лаборат. гидрогеол. проблем*. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Т. 15. С. 26–52.

Горькова И.М. Теоретические основы оценки осадочных пород в инженерно-геологических целях. М.: Наука, 1966. 135 с.

Горюнов Ю.В., Перцов Н.В., Сумм Б.Д. Эффект Ребиндера. М.: Наука. 1966. 128 с.

Грабовска-Ольшевска Б., Осипов В.И., Соколов В.Н. Атлас микроструктур глинистых пород. М.: Изд-во Panstowe Wydawnictwo Naukowe, 1984. 414 с.

Градусов Б.П. Размещение профилей глинистого материала в почвах // *Докл. АН СССР*, 1973. Т. 209. № 5. С. 1164–1167.

Грим Р.Е. Минералогия глин. М., Изд-во инстр. литературы, 1956. 427 с.

Грин-Келли Д., Дерягин Б.В. Двойное лучепреломление тонких жидких слоев // *Докл. АН СССР*, 1963. Т. 153. № 3. С. 638–641.

Грунтоведение / Под ред. акад. Е.М. Сергеева. М.: МГУ, 1983. 398 с.

Дерягин Б.В. Теория медленной коагуляции и устойчивости слабо заряженных лиофобных золь и эмульсий // *Коллоидн. журн.* 1941. Т. 7. Вып. 3. С. 285–287.

Дерягин Б.В. Теория устойчивости коллоидов и тонких пленок. М.: Наука, 1986. 206 с.

Дерягин Б.В. Что такое трение. Второе издание. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 230 с.

Дерягин Б.В., Абрикосова И.И. Прямое измерение молекулярного притяжения в функции расстояния между поверхностями // *ЖЭТФ*, 1951. Т. 21. Вып. 8. С. 1755–1770.

Дерягин Б.В., Зорин З.М. Исследование поверхностей конденсации и адсорбции паров вблизи насыщения оптическим микрополяризационным методом // *Журн. физ. химии*, 1955. Т. 29. Вып. 10. С. 1755–1770.

Дерягин Б.В., Кротова Н.А., Смилга В.П. Адгезия твердых тел. М.: Наука. 1973. 279 с.

Дерягин Б.В., Ландау Л.Д. Теория устойчивости сильно заряженных частиц в растворах электролитов // *ЖЭТФ*, 1945. Т. 15. Вып. 11. С. 663–682.

Дерягин Б.В., Убухов Е.В. Аномальные свойства тонких слоев жидкостей. Ультрамикрометрические исследования лиосфер (сольватных оболочек) и “элементарного” акта набухания // *Коллоидный журнал*, 1935. Т. 1. Вып. 5. С. 385–398.

Дерягин Б.В., Чураев Н.В. Изотерма расклинивающего давления пленок воды на поверхности кварца // *Докл. АН СССР*, 1972. Т. 207, № 3. С. 572–575.

Дерягин Б.В., Чураев Н.В. Смачивающие пленки. М.: Наука, 1984. 157 с.

Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы. М.: Наука, 1985. 399 с.

Добрынин В.М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 239 с.

Дудушкина К.И., Бобров Г.Ф. Деформационные свойства пород глубоких горизонтов. М.: Недра, 1974. 128 с.

Ефремов И.Ф. Периодические коллоидные структуры. Л.: Химия, 1971. 191 с.

Ефремов И.Ф., Усыров О.Г. Взаимодействие дисперсных частиц на далеком расстоянии. Взаимная фиксация дисперсных частиц различных размеров и формы // *Коллоидный журнал*, 1972. Т. 34. Вып. 2. С. 213–218.

- Жемчужников Ю.А.* Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения // *Тр. ИГН АН СССР*, 1947. Вып. 90. Угольная сер. (№ 2). С. 7–18.
- Заварицкий А.Г.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.
- Зианзиров Р.С.* Природа сжимаемости глинистых грунтов: Автореф. дис. док. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1974. 36 с.
- Злочевская Р.И.* Связанная вода в глинистых грунтах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. 176 с.
- Злочевская Р.И., Королев В.А.* Температурный фактор при формировании физико-механических свойств водонасыщенных глин разной плотности // *Связанная вода в дисперсных системах*. М.: МГУ, 1977. Вып. 4. С. 34–59.
- Злочевская Р.И., Сергеев Е.М.* Общие представления о процессе гидратации глинистых грунтов // *Вопросы инженерной геологии и грунтоведения*. Вып. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1968. С. 85–94.
- Зонтаг Г., Штрэнге К.* Коагуляция и устойчивость дисперсных систем. Л.: Химия, 1973. 151 с.
- Зхус И.Д., Бахтин В.В.* Литогенетические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. М.: Наука, 1979. 140 с.
- Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза*. М.: Наука, 1965. 124 с.
- Казаринов В.П.* Этажи нефтегазоносности в мезозойских осадках Сибири // *В сб. "Проблемы сибирской нефти"*. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 46–51.
- Каплан М.Е.* Коллекторские свойства мезозойского терригенного комплекса Буринского прогиба // *Тр. ВНИГРИ*, 1973. Вып. 326. С. 98–103.
- Каплан М.Е., Веренинова Т.А., Галеркина С.Г.* Особенности изменения свойств глинистых отложений месторождения Новый Порт (Южный Ямал). *Тр. ВНИГРИ*, 1973. Вып. 326. С. 188–192.
- Конюхов А.И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Наука, 1987. 222 с.
- Коробанова И.Г.* Закономерности формирования свойств терригенных отложений. М.: Наука, 1983. 110 с.
- Коробанова И.Г.* Формирование инженерно-геологических свойств терригенной формации (на примере мезозоя Русской платформы). М.: Наука, 1970. 114 с.
- Коробанова И.Г., Ковалева А.П., Копылова А.К.* Состав и физико-механические свойства глинистых отложений и их изменения в процессе литогенеза // *Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза*. М.: Наука, 1965. С. 12–33.
- Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шуртов В.Д. и др.* О стадиях формирования и изменения терригенных пород // *ДАН СССР*, 1957. Т. 116. № 2. С. 293–296.
- Котельников Д.Д., Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 246 с.
- Кройт Г.Р.* Наука о коллоидах. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. Т. 1. 538 с.
- Круглицкий Н.Н.* Физико-химические основы регулирования свойств дисперсий глинистых минералов. Киев.: Наукова думка. 1968. 320 с.
- Кузьменкова Г.Е., Фомин А.А.* Изолирующая способность, деформационные и прочностные свойства глинистых пород // *Физические свойства коллекторов нефти при высоких давлениях и температурах*. М.: Наука, 1979. С. 5–19.
- Кульчицкий Л.И.* Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М.: Недра, 1975. 211 с.
- Кульчицкий Л.И., Усъяров О.Г.* Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М.: Недра, 1981. 176 с.
- Лазарева В.М.* К вопросу об изучении влияния состава пород на изменение их физических свойств // *Мат. XI Всес. совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов*. М.: ИГЭМ АН СССР. 1976. С. 171–173.
- Лазарева В.М.* Особенности глинистых пород-покрышек Ферганской впадины и оценка изолирующих свойств // *Мат. XI Всес. совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов*. М.: ИГЭМ АН СССР. 1976. С. 173–176.
- Лебедева Г.В.* Литологические особенности кыновского горизонта Печерской впадины в связи с их экранирующими свойствами // *Тр. ВНИГРИ*, 1973. Вып. 326. С. 104–116.
- Лисицына Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород // *Труды ГИН*. Вып. 231. М.: Наука, 1973. 223 с.

- Литолого-петрографические критерии нефтегазоносности / Под ред. Ю.А. Косыгина и В.Г. Варнавского. М.: Наука, 1990. 270 с.
- Лифшиц Е.М.* Теория молекулярных сил притяжения между конденсированными телами // ДАН, 1954. Т. 97. № 4. С. 643–647.
- Лифшиц Е.М.* Теория молекулярных сил притяжения между твердыми телами // Журн. exper. и теор. физики, 1955. Т. 29. № 1. С. 94–110.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 235 с.
- Ломтадзе В.Д.* О формировании свойств глинистых пород // Записки Ленингр. горн. ин-та, 1956. Т. 32. Вып. 2. С. 41–87.
- Марморштейн Л.М.* Коллекторские и экранирующие свойства осадочных пород при различных термодинамических условиях. Л.: Недра, 1975. 159 с.
- Мартиросова О.А. Бахтин В.В.* Закономерности уплотнения глин майкопской свиты Азербайджана с глубиной и влияние АВПД на процесс уплотнения // Мат. XI Всес. совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: ИГЭ. АН СССР, 1976. С. 178–179.
- Маслов Н.Н.* Основы механики грунтов и инженерной геологии. М.: Высшая школа, 1968. 628 с.
- Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород / Под ред. Е.М. Сергеева. М.: Недра, 1984. Т. 2. 438 с.
- Милло Ж.* Геология глин. Перевод с французского М.Е. Каплана / Под ред. А.Г. Колосовской. Л.: Недра, 1968. 359 с.
- Моношко А.М.* О влиянии тектонического фактора на формирование инженерно-геологических свойств глинистых пород // Инженерная геология, 1979. № 3. С. 55–64.
- Мухин Ю.В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1963. 200 с.
- Мюллер Г.* Диагенез и катагенез глинистых осадков // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 122–164.
- Нестеров И.И.* Уплотнение глинистых пород // Советская геология, 1965. № 2. С. 69–80.
- Нестеров И.И.* Критерии прогноза нефтеносности // Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. М.: Недра, 1969. Вып. 15. С. 139.
- Нестеров И.И., Прозорович Г.Э.* Основные проблемы литологии и палеогеографии мезозоя // В сб. “Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции”. Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. М.: Недра, 1968. Вып. 11. С. 96–122.
- Нестеров И.И., Ушатинский И.Н.* Экранирующие свойства глинистых пород над залежами нефти и газа Западной Сибири // Советская геология, 1971, № 5. С. 51–63.
- Ничипорович С.П., Хилько В.В.* Влияние особенностей кристаллического строения глинистых минералов на процессы структурообразования в их дисперсиях // Физико-химическая механика дисперсных структур. М.: Наука. 1966. С. 141–145.
- Овчаренко Ф.Д.* Гидрофильность глин и глинистых минералов. К.: Изд-во АН УССР. 1961. 291 с.
- Осипов В.И.* Инженерно-геологическая классификация глинистых пород // Вестник Моск. ун-та. Сер. геол., 1976. № 4. С. 17–30.
- Осипов В.И.* Понятие “структура грунта” в инженерной геологии // Инженерная геология. 1985, № 3. С. 4–18.
- Осипов В.И.* Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд-во МГУ, 1979. 232 с.
- Осипов В.И., Сергеев Е.М.* Кристаллохимия глинистых минералов и их свойства // В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. Вып. 1. С. 13–26.
- Осипов В.И., Соколов В.Н.* Роль ионно-электростатических сил в формировании структурных связей глин // Вестник Московского университета. Геология, 1974. № 1. С. 16–32.
- Осипов В.И., Соколов В.Н.* Структурные связи и процессы структурообразования в грунтах // Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы / Под ред. Е.М. Сергеева. М.: Недра. 1985. С. 104–145.
- Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А.* Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 210 с.
- Осипов Ю.Б.* Исследование глинистых суспензий, паст и осадков в магнитном поле. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. 159 с.
- Пашалы Н.В., Хеиров М.Б.* Глинистые

минералы продуктивной и красноцветной толщ мелководной зоны Южного Каспия // Литология и полезные ископаемые, 1979, № 5. С. 19–29

Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах / Под ред. Е.Д. Шукина. М.: Из-во Моск. ун-та, 1988. 279 с.

Полак А.Ф. О механике структурообразования при твердении мономинеральных вяжущих веществ // Коллоидн. журн., 1962. Т. 24. № 2. С. 206–214.

Полак А.Ф., Фазуллин И.Ш. Вопросы физико-химической механики глинистых грунтов // Коллоидн. журн., 1971. Т. 33. № 2. С. 258–263.

Поляков А.С., Осипов В.И., Котов В.Ф., Курин П.Н. Изменение микроструктуры и физико-механических свойств глинистых отложений Бакинского архипелага при переходе из стадии диагенеза в стадию катагенеза // Инженерная геология, 1979. № 5. С. 29–40.

Попов И.В. Инженерная геология СССР. Часть 1. М.: Изд-во МГУ, 1961. 178 с.

Прозорович Г.Э. Основные свойства глинистых пластов и глин как непроницаемых экранов для нефти и газа // В сб. "Геология и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской плиты". Тр. СНИИГГиМС. Вып. 65. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1967. С. 43–64.

Прозорович Г.Э. Покрышки залежей нефти и газа / Под ред. П.К. Куликова // Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Вып. 49. М.: Недра, 1972. 120 с.

Прозорович Г.Э., Султанов А.Д. Плотность глинистых пород некоторых районов Азербайджана // Докл. АН АзССР. 1961. Т. 17, № 4. С. 25–40.

Рабаев Г.С. Компрессионная сжимаемость дисперсных грунтов и факторы, ее определяющие. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. 18 с.

Рабинович Я.И. Прямые измерения расклинивающего давления в растворах электролитов в функции расстояния между скрещенными нитями // Коллоидн. журн., 1977. Т. 39. № 6. С. 1094–1100.

Распределение и корреляция показателей физических свойств горных пород. Справочное пособие / М.М. Протодяконов, Р.И. Тедер, Е.И. Ильинская и др. М.: Недра, 1981. 192 с.

Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах // Тр. ГИН АН СССР, 1964. Вып. 112. 288 с.

Ратеев М.А., Покидин А.К., Хейров М.Б. Глинистые минералы, их распространение и генезис в сводном разрезе Аяталы-море // В кн. Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага. М.: Наука, 1965. С. 89–112.

Ребиндер П.А. Физико-химическая механика дисперсных структур // В кн.: Физико-химическая механика дисперсных структур. М.: Наука, 1966. С. 3–16.

Ребиндер П.А. Избранные труды. Т. 2. М.: 1979. 384 с.

Ребиндер П.А., Шукин Е.Д., Марголис Л.Я. О механической прочности пористых дисперсных тел // ДАН, 1964. Т. 154. № 3. С. 695–698.

Рекшинская Л.Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах // М.: Недра, 1966. 230 с.

Свойства горных пород при разных видах и режимах нагружения / Под ред. А.И. Берона. М.: Недра, 1984. 276 с.

Связанная вода в дисперсных системах. М.: Изд-во МГУ, 1980. Вып. 5. 199 с.

Сергеев Е.М. К вопросу уплотнения пылеватого грунта большими нагрузками // Вестник Моск. ун-та. 1946. № 1. С. 91–93.

Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С. и др. Грунтоведение (Изд. 4). М.: Изд-во МГУ, 1983. 386 с.

Сергеев Е.М., Грабовская-Ольшевская Б., Осипов В.И., Соколов В.Н. Типы микроструктур глинистых пород // Инженерная геология, 1979. № 2. С. 48–58.

Соколов В.Н. Влияние влажности на прочность структурных связей глинистых частиц // Вестник Моск. ун-та. Геология. 1973. № 6. С. 100–104.

Соколов В.Н. Инженерно-геологическая классификация микроструктур глинистых пород // Инженерная геология, 1988. № 4. С. 25–41.

Соколов В.Н. Исследование формирования структурных связей в глинах при их дегидратации. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. н. М.: МГУ, 1973. 21 с.

Соколов В.Н. Модели микроструктур

глинистых грунтов // Инженерная геология. 1991. № 6. С. 32–40.

Соколов В.Н. Физико-химические аспекты механического поведения глинистых грунтов // Инженерная геология. 1985. № 4. С. 28–41.

Соколов В.Н., Осипов В.И. Микроструктурные изменения в глинах при плоскостном сдвиге // Инженерная геология, 1983, № 6. С. 6–21.

Соколов В.Н., Юрковец Д.И., Разгулина О.В., Мельник В.Н. Программно-аппаратный комплекс для исследования микроморфологии поверхности твердых тел по РЭМ-изображениям // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования, 1998. № 1. С. 33–41.

Страхов Н.М. К познанию диагенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львовского уни-та, 1956. С. 3–16.

Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949, № 6. С. 20–111.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1–2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 580 с.

Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев, 1973. 352 с.

Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д. Природа взаимодействия воды с поверхностью монтмориллонита // Укр. хим. журн., 1967. Т. 33. Вып. 5. С. 505–512.

Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы / Под ред. Е.М. Сергеева. М.: Недра, 1983. 331 с.

Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы / Под ред. Е.М. Сергеева. М.: Недра, 1985. 288 с.

Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 197. 386 с.

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 198. С. 733.

Тимофеев П.П., Еремеев В.В., Боголюбова Л.И. Эволюция Атлантического океана в мезозое и проблема черных сланцев // В сб. "Органическое вещество". М.: Наука, 1985. С. 179–192.

Толстой Н.А., Спартакос А.А., Тру-

сов А.А. Жесткий электрический дипольный момент коллоидных частиц // В кн.: Исследования в области поверхностных сил. М., Наука, 1967. С. 56–78.

Успенская Н.Ю. Некоторые закономерности нефтегазоаккумуляции на платформах. М.: Гостоптехиздат, 1952. 150 с.

Успехи коллоидной химии и физико-химической механики. М.: Наука, 1992. 228 с.

Ушатинский И.Н. Особенности минералогии глинистого материала продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности // Нефть и газ Тюмени, 1969. Вып. 2. С. 5–11.

Ушатинский И.Н. Минералогия, катагенез, коллекторские и экранирующие свойства нефтегазоносных отложений Нижневартовского района. В сб. Геология и нефтегазоносность Нижневартовского района / Под ред. И.И. Нестерова // Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Тюмень, 1974. Вып. 83. С. 90–109.

Ушатинский И.Н., Нестеров И.И., Зининбург П.Я. Экранирующие свойства и классы глинистых пород-покрышек нефтегазоносных горизонтов Западной Сибири и их влияние на формирование залежей нефти и газа // В сб. Методика и результаты изучения глинистых продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью // Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Тюмень, 1970. Вып. 35. С. 148–175.

Уэллер Дж.М. Уплотнение осадков // Проблемы нефтяной геологии и освещении зарубежных ученых. Л.: ГОНТИ, 1961. 220 с.

Ферсман А.Е. Геохимия России. Л.: ОНТИ, 1922. С. 29–30.

Физико-химическая механика дисперсных структур / Под ред. П.А. Ребиндера. М.: Наука, 1966, 396 с.

Физико-химическая механика природных дисперсных структур / Под ред. Е.Д. Щукина, Н.В. Перцева, В.И. Осипова, Р.И. Злочевской. М.: Изд-во МГУ, 1985. 264 с.

Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / Н.А. Туезова, Л.М. Дорогиницкая, Р.Г. Демина, Н.И. Брюзгина. М.: Недра, 1975. 184 с.

Филлипов Б.П. Непроницаемость перекрытый коллекторов как фактор формирования нефтяных и газовых месторождений. Л.: ВНИГРИ, 1964. 60 с.

Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн. 1. 336 с.

Фукс Г.И. О силах контактных взаимодействий твердых частиц в жидкой среде // Успехи коллоидной химии. М.: Наука, 1973. С. 117–129.

Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа. М.: Недра. 1969. 368 с.

Ханин А.А., Абдурахманов К.А. Характеристика экранирующей способности глинистых пород // Изучение и использование глинистых пород // Мат. X пленума Всес. Комиссии по изучению и использованию глинистых пород. Тез. докл. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1973. С. 19–20.

Ханин А.А., Абдурахманов К.А., Лазарева В.Н. Свойства глинистых пород – покровных мезо-кайнозойского нефтегазоносного комплекса отложений некоторых районов Предкавказья // Геология нефти и газа, 1969, № 10, С. 47–50.

Хейров М.Б. Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979. № 8. С. 144–151.

Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Вып. 62. Тбилиси: Мецниереба, 1979. С. 177–189.

Шаббаева Е.А., Чулкова В.В. Минералогия и физико-химические особенности глинистых покровных над продуктивными горизоннтами мезозоя Бухаро-Хивинской области // Геология нефти и газа, 1966. № 9. С. 47–52.

Шукин Е.Д. Некоторые задачи физико-химической теории прочности дисперсных структур // Физико-химическая механика и лиофильность дисперсных систем. 1981. Вып. 13. С. 46–53.

Шукин Е.Д. О некоторых задачах физико-химической теории прочности тонкодисперсных пористых тел – катализаторов и сорбентов // Кинетика и катализ. 1965. Т. 6. № 4. С. 641–650.

Шукин Е.Д., Перцов А.В., Амелина Е.А. Коллоидная химия. М.: МГУ, 1982. 351 с.

Шукин Е.Д., Ребиндер П.А. О механизме упругого последствия в структурированных суспензиях бентонита малой концентрации // Коллоид. журн. 1971. Т. 33. № 3. С. 450–458.

Шукин Е.Д., Юсупов Р.К., Амелина Е.А., Ребиндер П.А. // Экспериментальное исследование сил сцепления в индивидуальных микроскопических контактах между кристал-

ликами при поджиге и спекании // Коллоид. журн., 1969. Т. 31. № 6. С. 913–918.

Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. М.: Недра, 1964. 232 с.

Юсупов Р.К. Физико-химические исследования условий формирования и прочности микроскопических фазовых контактов между отдельными твердыми частицами. Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 1973. 18 с.

Яминский В.В., Пчелин В.А., Амелина Е.А., Шукин Е.Д. Коагуляционные контакты в дисперсных системах. М.: Химия, 1982. 185 с.

Яхнин Е.Д., Таубман А.Б. К вопросу о структурообразовании в дисперсных системах // ДАН, 1964. Т. 155. № 1. С. 179–184.

Arulanandan K., Scott S.S., Spiegler K.S. Soil structure evaluation by the use of radio frequency electrical dispersion // Proc. of the Int. Symp. On Soil Structure, Geotherburg, 1973. P. 29–49.

Aylmore, L.A.G., Quirk J.P. Domain or turbostratic structure in clays // Nature, 1960. N 187. P. 1046.

Beutelspacher, H., and van der Marel H.W. Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures // Elsevier Publ. Comp. Amsterdam–London–New York., 1968. 267 p.

Burdine N.T., Gournary L.S., Richerts P.P. Pore size distribution of petroleum reserve rocks. J. Petrol. Technol. 1950, Vol. 2. N 7. P. 195–204.

Chillingarian G.V., Rieke H.H. Compaction of argillaceous sediments. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, 1973. 403 p.

Field W.G. Towards the statistical definition of a granular mass // Proc. 4-th Australia-New Zealand conf. on solid mechanics. 1963. P. 143–148.

Gray W.A. The packing of solid particles. Chapman and Yall Ltd. 1968. 236 p.

Hager J., Handin J. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure tests at room temperature on dry samples // Bull. AAPG. Vol. 41. 1957. P. 41–53.

Hamaker H.C. The London – van der Waals attraction between spherical particles // Physica, 1937. Vol. 4. N 10. P. 1058.

Hurst C.A., Jordine E.St. Role of electrostatic energy barriers in the expansion of lamellar crystals // J. Chem. Physics, 1964. Vol. 41. N 9. P. 23–27.

Israelachvili J.N., and Adams G.E. Measurement of forces between two mica surfaces in aqueous electrolyte solution in the range

0–100 nm. // J. Faraday Trans. 1978. Vol. 74. P. 975–1001.

Israelachvili, J.N., Pashley, R.M. Molecular layering of water at surface and origin of repulsive hydration forces // Nature, 1983. Vol. 306. N 5940. P. 249–250.

London F. The general theory of molecular forces // Trans. Faraday Soc. 1937. V. 33. N 8. P. 8–26.

Marčelja S., Radič N. Repulsion of interfaces due to boundary water. Chem. Phys. Lett. 1976. Vol. 42. N 1. P. 129–134.

Meade R.H. Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands – review // J. Sediment. Petrol., 1966. Vol. 36. N 4. P. 107–110.

O'Brien N.R. Fabric of kaolinite and illite floccules // Clays and clay minerals. 1971. Vol. 19. P. 353–359.

Osipov V.I. Structure bonds and the properties of clays // Bull. of the IAEG, 1975, N 12. P. 13–20.

Osipov V.I., Sokolov V.N. Structure formation in clay sediments. Bull. of IAEG, 1978. N 18. P. 83–90 (a).

Osipov V.I., Sokolov V.N. Relation between the fabric of clay soils and their origin and degree of compaction // Bull. of the IAEG, 1978, N 18. P. 73–81 (6).

Pashley R.M., Kitchener J.A. Surface forces in adsorbed multilayers of water on quartz / J. Colloid and Interface Sci., 1979. V. 71. N 3. P. 491–503.

Pashley R.M., Israelachvili J.N. A composition of surface force and interfacial properties of mica in purified surfactant solution // Colloid and Surfaces. 1981. Vol. 2. P. 169–187.

Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks. (Third edition). Harper & Row, Publishers, New-York, Evanston, San Francisco and London, 1975. 628 p.

Purcell W.R. Capillary pressures – their measurement using mercury and the calculation of permeability therefrom // Trans. AIME. 1949. Vol. 186 TP 2663. P. 39–46.

Push R. Clay microstructure – a study of microstructure of soft clays with special reference to their physical properties // In: St. Inst. Byggnadsforsk Rep. R 13, Svensk Byggtjänst, Stockholm., 1970. P. 93–101.

Push R. Structural variations in bulder clay // Proc. Int. Symp. Soil Structure. Gothenburg, 1973. P. 113–121.

Schofield R.K., Samson H.R. The deflocculation of kaolinite suspensions and the accompanying change – over from positive to negative charge // Clay Minerals Bull., 1953. Vol. 2. P. 45–51.

Schofield R.K., Sanison H.R. Flocculation of kaolinite due to the attraction of oppositely charged crystal faces // Disc. Faraday Soc., 1954. N 18. P. 135–145.

Smart P. Contribution to stress-strain behaviour of soil // Proc. Roscoe Memorial Symp. Cambridge University, 1971. P. 253–255.

Sokolov V.N. Engineering-geological classification of clay microstructures // Proc. Sixth Int. Cong. Int. Association of Engineering Geology. A.A. Balkema / Rotterdam / Brookfield, 1990. P. 753–760.

Street N., Buchanan A.S. The ξ -potential of kaolinite particles // Austral J. Chem., 1966. Vol. 9. N 4. P. 450–466.

Terzaghi, K. Erdbaumechanik auf Bodenphysikalscher Crundlage. – Deuticke, Vienna, 1925. 399 p.

Van Olphen H. An introduction to clay colloid chemistry. (Second edition.) A. Willey-Interscience Publ. N.Y. – L., 1977. 301 p.

Verwey E., Overbeek T. Theory of the stability of lyophobic colloids // New York–Amsterdam, 1948. 205 p.

Viani B.E., Low P.E., Roth C.B. // J. Colloid and Interface Sci., 1983. Vol. 96. N 1. P. 229–244.

Weaver Ch.E. Possible uses of clay minerals in sea search for oil // Bull. Amer. Assoc. Petrol, 1960. Vol. 44. N 9. P. 1505–1519.

Научное издание

Осипов Виктор Иванович
Соколов Вячеслав Николаевич
Еремеев Владислав Васильевич

**ГЛИНИСТЫЕ ПОКРЫШКИ НЕФТЯНЫХ
И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Утверждено к печати
Ученым советом
Института геоэкологии

Редактор-организатор *Н.А. Степанова*
Редактор *Н.А. Румянцева*
Художник *Ю.С. Шлепер*
Художественный редактор *Е.А. Быкова*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*
Корректоры
З.Д. Алексеева, Г.В. Дубовицкая, О.Е. Русакова

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Налоговая льгота –
общероссийский классификатор продукции
ОК-005-93, том 2; 953000 – книги, брошюры

Подписано к печати 20.08.2001 г.
Формат 70 × 90^{1/16}. Гарнитура Таймс
Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,55
Усл.кр.-отг. 19,22. Уч.-изд.л. 20,7. Тираж 600 экз.
Тип. зак. 1963

Издательство “Наука”
117997 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90
E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

ППП “Типография “Наука”
121099, Москва, Шубинский пер., 6