В.А. Юдин

ПРОБЛЕМЫ В ОБОСНОВАНИИ ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЕЙ РАЗРАБОТКИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ С ЗАКАЧКОЙ В ПЛАСТ ВОЗДУХА



Москва 2018

УДК 622.276
ББК 33.361

Рецензенты:
Арутюнов В.С., доктор химических наук
Фёдоров В.Н., доктор технических наук
Патлажан С.А., доктор физико-математических наук
Ковалёва Г.А., кандидат технических наук
Коновалов В.В., кандидат химических наук

Юдин В.А.
Проблемы в обосновании численных моделей разработки баженовской свиты с закачкой в пласт воздуха. Т. I. – М.: ФГУ ФНЦ НИИСИ РАН, 2018. – 432 с.
ISBN 978-5-93838-068-4

В работе дана сводка основных опубликованных сведений о баженовской свите (БС), в том числе: механизмах формирования; литологических особенностях; трещиноватости и моделях коллекторов; типах и размерах пустот; пористости и проницаемости. Приведены данные по изменению пористости и растрескиванию пород при нагреве и термолизе твёрдого органического вещества (ОВ) в скелете пород (керогена) БС и сходных с ней отложений; по смачиваемости пород БС и степени изученности изменения смачиваемости при нагреве. Рассмотрены возможные физико-химические причины существования нелинейной фильтрации пластовых флюидов в породах БС. Описаны особенности и характеристики искусственного термолиза ОВ в горючих сланцах и БС, а также процесса окисления ОВ (и керогена, и нефти) при закачке воздуха. Часть работы посвящена проблемам комплексного учёта неоднородности пород БС по различным свойствам, а также подходам к численному моделированию фильтрации в породах БС с учётом их значительной неоднородности и трещиноватости. Указана принципиальная возможность создания новых методик изучения трещиноватости пород БС путём комплексирования ГДИ, ГИС и искусственно вызываемых фильтрационных процессов, а также некоторые усовершенствования трассерного метода для его применения при исследовании пород БС.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФГУ ФНЦ НИИСИ РАН на 2018 год по программе Президиума РАН I.2.П27, тема (проект) № 0065-2018-0110.

УДК 622.276
УДК 622.276

ISBN 978-5-93838-068-4

© ФГУ ФНЦ НИИСИ РАН, 2018
© Юдин Валерий Адольфович, 2018

ПРОБЛЕМЫ В ОБОСНОВАНИИ ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЕЙ РАЗРАБОТКИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ С ЗАКАЧКОЙ В ПЛАСТ ВОЗДУХА

Том I

Читай не затем, чтобы противоречить и опровергать; не затем, чтобы принимать на веру; и не затем, чтобы найти предмет для беседы; но чтобы мыслить и рассуждать.

Фрэнсис Бэкон

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является обзором части опубликованных в научной литературе данных, которые в совокупности дают представление о характере проблем, возникающих при обосновании численных моделей разработки отложений баженовской свиты и им аналогичных, прежде всего, с использованием закачки в пласт воздуха.

По данным большинства аналитиков [1], производство и потребление энергии в мире в ближайшие 2—3 десятилетия будет расти, причём вклад нетрадиционных и возобновляемых источников энергии в общее производство и потребление энергии через 20—30 лет составит только около 30% [2]. Вклад невозобновляемых углеводородных источников энергии – нефти, газа, угля – будет определяющим в снабжении человечества энергией, в том числе и России [1—5].

При сохранении нынешнего уровня добычи *разведанные запасы нефти* в мире позволяют обеспечить человечество нефтью примерно на 40—50 лет [2—7].

На территории России, составляющей 12,8% территории Земли, сосредоточено 12—13% *прогнозных ресурсов* и около 12% *разведанных запасов нефти* [2, 6, 7]. На сегодняшний день суммарные ресурсы нефти и битумов оцениваются в 2,066 млрд т [564].

Однако *доказанные запасы* нефти в России невелики, и при сохранении нынешних темпов её добычи их хватит менее чем на 25—30 лет [1]. **Ввиду неблагоприятного соотношения между разведанными запасами и уровнем годовой добычи** многие специалисты прогнозируют возможное значительное падение нефтедобычи в России в недалёком будущем [8, 9, 10].

Помимо этого наблюдается и **ухудшение качества** *остаточных доказанных запасов* [6, 9, 10].

По этим причинам для поддержания нефтедобычи в России в текущем столетии на приемлемом уровне требуется принятие ряда срочных мер [5—7, 9—14, 15, 576].

В литературе рассматриваются несколько путей поддержания добычи нефти в стране [68, 576]:

– резкое увеличение масштаба геологоразведочных работ (ГРР) [6, 16, 17, 564, 576];
– освоение ресурсов российской части арктического шельфа [18, 19, 20, 21, 564];
– последовательное применение известных методов контроля разработки и мероприятий по её регулированию при добыче нефти с заводнением, что может повысить величину коэффициента извлечения нефти (КИН) от существующего в России значения 0,35 до 0,5 [13—15, 22, 23];
– создание методики доразведки и доразработки остаточной нефти в обводнённых зонах выработанных и вырабатываемых месторождений [24];
– применение физико-химических методов извлечения нефти из пласта, по российской терминологии – методов увеличения нефтеотдачи (МУН) [23, 25—27, 30]; в настоящее время насчитывается более сотни различных модификаций МУН [23, 25].

Каждый из предлагаемых подходов имеет как свои достоинства, так и ограничения, определяемые рядом факторов. К ним можно отнести следующие: степень технической проработанности, величина себестоимости добычи, уровень требований охраны труда и окружающей среды и другие. Потенциал прироста запасов на осваиваемых месторождениях в значительной мере исчерпан [576], а прирост запасов за счёт ГРР не столь велик из-за недостаточных объёмов финансирования.

По сравнению с 1990-ми годами в России наметился рост ГРР и прирост запасов углеводородного сырья.

По официальным данным с 2006 года отмечается прирост запасов углеводородного (УВ) сырья, превышающий уровень добычи [564]. А за 2015 год открыто 54 месторождения УВ-сырья, некоторые из них – с величиной запасов в 10—25 млн т [564].

Тем не менее объём финансирования ГРР остаётся явно недостаточным и даже сокращается [576]. Так, в 2017 году по подпрограмме «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр» объём финансирования запланирован равным 30,7 млрд руб., тогда как предполагался на уровне 41,2 млрд руб.

Что касается МУН, то из них наибольшей проработанностью обладают тепловые методы [28—37], которые позволят поднять нефтедобычу в стране за счёт увеличения коэффициента извлечения нефти (КИН), прежде всего на месторождениях вязких нефтей [25, 27, 36, 37].

Однако оценки достигаемого уровня добычи и обеспеченности запасами показывают, что большая часть указанных предложений может рассматриваться только как **оперативный резерв** обеспечения страны углеводородами [10, 17, 23, 25, 30], то есть – на среднесрочную перспективу.

Значительным же стратегическим резервом поддержания нефтедобычи в России могут являться кремнисто-глинистые и карбонатно-кремнисто-глинистые нефте- и керогенсодержащие породы Западной Сибири, в первую очередь, баженовской свиты, доманиковых отложений Волго-Уральской провинции, хадумского горизонта Предкавказья и другие геологические объекты [2, 12, 17, 38—46, 62, 103].

Последняя оценка *технически извлекаемых ресурсов* нефти в России в отложениях типа баженовской свиты (так называемой *сланцевой нефти*) составляет 75 млрд баррелей, то есть около 10 млрд т [70, 71].

В литературе приводятся и намного более оптимистичные, даже экстремальные, оценки возможной накопленной добычи, равные 30—50 млрд т [44—48].

Одним из наиболее перспективных методов для разработки таких месторождений является метод с закачкой в пласт воздуха и созданием в нефтенасыщенном пласте подвижного очага низкотемпературного окисления – «термогазовое воздействие» (ТГВ) [44—58, 68, 69].

Отличительной особенностью применения ТГВ в указанных отложениях является то, что при нём и происходит оттеснение нефти газами горения к добывающим скважинам, и повышается температура пласта, что делает возможным начало преобразования (термолиза) содержащегося в скелете породы органического вещества. Получаемая in-situ дополнительная нефть может быть добыта. Количество же органического вещества в скелете рассматриваемых пород только Западной Сибири колоссально и, по разным прогнозным оценкам, составляет 3—6 трлн т [38, 44—47].

Хотя фактически ТГВ является достаточно сложным видом разработки, оно представляется наиболее универсальным методом теплового воздействия на пласт, поскольку его применение не ограничивается только нетрадиционными залежами нефти [28, 29, 44—58, 68].

Важно, что физические и технологические особенности ТГВ предъявляют повышенные требования к подготовке соответствующих проектов даже на стадии опытно-промышленных работ [28, 29, 48, 50].

В обязательном порядке необходимо **многовариантное численное моделирование всего процесса** [28, 29, 68], прежде всего:

– для оценки экономической рентабельности проекта до начала его реализации;
– выбора оптимального варианта ТГВ – как по расположению скважин, так и по режиму закачки агентов в пласт [28, 29, 48, 50];
– для контроля и регулирования внутрипластовых процессов на этапе эксплуатации, в первую очередь – перемещения фронта окисления и тем самым снижения риска прорыва воздуха к добывающим скважинам [28, 29, 36, 49].

Главной же составной частью процедур контроля и регулирования ТГВ является численное гидродинамическое моделирование пластовых процессов, по результатам которого и должны приниматься решения по изменению тех или иных технологических параметров [24, 49, 59—61, 68].

При этом необходимо численно моделировать все процессы, происходящие при обсуждаемом способе добычи, включая:
– перенос различных пластовых флюидов, их жидкой и газообразной фаз, их компонентов по пласту, а также – фазовые переходы между ними;
– распространение тепла по пласту и в окружающие его породы; это тепло генерируется при окислении органического вещества (в общем случае – как твёрдого, так и нефти) кислородом воздуха;
– химические реакции, происходящие при термолизе и окислении органического вещества кислородом воздуха, в том числе при контакте с воздухом и водой, которые закачиваются в пласт при ТГВ [28, 29, 44—58];
– изменение механических и иных физических свойств органического вещества (ОВ) в скелете породы при его термолизе под воздействием повышенных температур;
– изменение петрофизических характеристик породы в результате нагрева и преобразования твёрдого ОВ в жидкую или газовую фазы.

Однако баженовская свита (БС) является крайне сложным объектом для разработки. За более чем сорок лет её изучения баженовские отложения в Западной Сибири вскрыты сотнями поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин; собран и проанализирован огромный массив сейсмических данных, материалов ГИС, лабораторных исследований керна, ОВ пород и нефтей. Тем не менее, многие вопросы до сих пор остаются дискуссионными, в частности:
– условия формирования осадков и их вторичные преобразования;
– фациальные и стратиграфические аналоги баженовской свиты;
– типизация и расчленение разрезов;
– природа и тип коллектора;

– формирование нефтеносности, подсчёт запасов, прогноз нефтеносности и многие другие [40, 41, 43, 71, 76, 81, 86—88, 90—94, 99, 100, 112, 135, 139, 155, 386].

Поэтому методика и программы численного моделирования разработки баженовской свиты должны быть достаточно универсальными, то есть предоставлять исследователю широкие возможности выбора различных вариантов геологического строения, структуры порового пространства и иных характеристик пород при моделировании.

Причём это справедливо для любого метода её разработки: и ТГВ, и с применением многосекционного ГРП, и на естественном режиме.

Следовательно, необходимо понять степень этой универсальности: какие опции являются совершенно необходимыми для моделирования разработки баженовской свиты.

Эти основные опции должны вытекать из геологических особенностей объекта моделирования и петрофизических свойств слагающих его пород.

Однако на наш взгляд до настоящего времени рассмотрению связи методики моделирования и особенностей объекта не уделяется достаточного внимания. Экспериментальное обоснование численных моделей разработки не является предметом масштабных экспериментальных исследований, законность тех или иных упрощений, обоснованных при моделировании традиционных коллекторов, для БС не проверяется. В основном, совершенствуются подходы, сформулированные ранее для «классических» отложений, осваивавшихся во второй половине XX века.

В частности, при численном моделировании ТГВ явно недостаточное внимание уделяется изменению свойств органического вещества (ОВ) в скелете породы – его термодеструкции (термолизу) под действием возникающих при ТГВ повышенных температур. Эти процессы учитываются крайне приближённо (смотри, например, работы [151, 489]).

В существующих программных продуктах как правило, не учитывается изменение состава и параметров ОВ, входящего в состав скелета породы, за счёт нагрева, контакта с кислородом воздуха или водой, а также при комбинации этих факторов [63–67]. Имеется лишь весьма ограниченное число первых экспериментальных работ, посвящённых этой проблеме [72, 73, 159, 160], показывающих, что такой процесс, скорее всего, является достаточно значимым и должен быть учтён при моделировании ТГВ.

Поэтому в обзоре предпринята попытка на основе краткого изложения основных особенностей пород баженовской свиты

сформулировать ряд задач, которые должны быть решены для обоснования моделей разработки баженовской свиты и повышения достоверности прогнозных параметров разработки при таком моделировании.

Данные вопросы находятся на стыке нескольких научных дисциплин. Поэтому для удобства ознакомления с материалами обзора читателей с разной профессиональной подготовкой (математиков, физиков, химиков и специалистов иных направлений, участвующих в процессе формирования численных моделей залежей нефти в БС) изложение сделано более пространным и популярным, чем это обычно делается в обзорах, предназначенных только для высококвалифицированных специалистов в одной, сравнительно узкой, области. По той же причине автор старался сделать изложение более подробным и иллюстрированным, насколько это было возможно.

Последовательность изложения материала обзора принята следующей.

В первой части приведены как некоторые пояснения о применяемой в обзоре терминологии, так и краткая сводка данных по наличию, распространённости и ресурсах отложений, сходных с баженовской свитой. Это сделано для того, чтобы дать представление о значимости проблем, связанных с созданием методики по освоению таких залежей углеводородов, а в том числе – и по численному моделированию их разработки.

Во второй части дана:

– краткая сводка предложенных в литературе механизмов формирования свиты;
– сведения о выделяемых литотипах слагающих её пород и их основных породообразующих компонентов;
– данные о латеральной и вертикальной литологической изменчивости;
– данные о вертикальной дифференциации и типизации разрезов скважин;
– данные о свойствах «аномальных» разрезов свиты.

Составление такой сводки опубликованных данных имело целью дать представление о степени изменчивости характеристик пород свиты, вытекающих из механизмов её образования и вторичных процессов литогенеза. Поскольку именно неоднородность объекта представляет, по нашему мнению, основную трудность при численном моделировании процессов разработки этого объекта.

Третья часть посвящена данным о трещиноватости пород и предложенным моделям коллекторов баженовской свиты. Проведены результаты опубликованных исследований по выяснению возможных механизмов образования микро- и макротрещин. Дана сводка

опубликованных моделей формирования и распространения коллекторов баженовской свиты.

В четвёртой части рассмотрены типы пустотного пространства, величины пористости – как общей, так и различных типов, типичные размеры пор, горловин пор, раскрытости и длины трещин. Приведены сведения о проницаемости пород, в том числе по литотипам, проницаемости не трещиноватой части пород («матрицы»), а также трещинной проницаемости. Приведены опубликованные данные по изменению пористости и растрескиванию пород баженовской свиты при нагреве и термолизе керогена. Дан краткий обзор сведений о смачиваемости пород баженовской свиты, а также некоторые сведения об изменении смачиваемости пород при нагреве. Кратко рассмотрены сложности моделирования фильтрации в породах БС, возможность существования нелинейной фильтрации.

Пятая часть обзора посвящена сведениям об ОВ баженовской свиты. Для полноты изложения приведены краткие сведения о формировании ОВ свиты, его последующем преобразовании в течение геологического времени и формировании твёрдой фазы ОВ (керогена), фазовом составе ОВ в свите, а также о характеристиках и составах жидких компонент ОВ. Рассмотрены основные характеристики термолиза горючих сланцев, как наиболее близких к породам БС (точнее, «сходных» с ними), результаты исследований влияния различных факторов на протекание термолиза подобных типов ОВ. Отдельный раздел посвящён аналогичному рассмотрению процессов окисления ОВ – как керогена, так и нефти. Выявлены различные факторы, влияющие на этот процесс.

Шестая часть посвящена рассмотрению вопросов комплексного учёта неоднородности по различным свойствам пород БС – вещественному составу скелета, механическим, фильтрационным параметрам, составу ОВ. Рассмотрены некоторые проблемы моделирования трещиноватости пород БС, их влиянию на ГРП и процессы окисления ОВ, а также комплексного моделирования фильтрационных и механических процессов. Качественно рассмотрена картина образования и извлекаемости жидкой фазы ОВ, образующейся при термолизе и окислении ОВ. В общих чертах проанализирована возможность создания новых методик изучения БС: фильтрационной параметризации мега-трещин, изучению мезо- и микро-трещиноватости по схеме «каротаж – гидродинамическое воздействие – каротаж», а также трассерных исследований. Предложено организовать специальный опытный полигон (полигоны) для количественного изучения пространственной неоднородности характеристик пород БС. Кратко намечены основные виды работ, необходимые для проведения на данном полигоне.

Для удобства читателей (возможно, имеющих различную профессиональную подготовку и по направлению, и по уровню) некоторые поясняющие сведения вынесены в **Приложения**.

Рисунки и таблицы нумеруются по порядку в пределах подразделов первых двух уровней, например, *Рис. 5.3.1* – первый рисунок в пункте 5.3; Таблица *П.10.3* – третья по счёту таблица в Приложении 10.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю Федерального научного центра НИИ системных исследований РАН академику В.Б. Бетелину и заведующему отделом гидродинамических исследований и моделирования этого Центра С.Г. Вольпину – за постоянное внимание к этой работе и её поддержку.

Автор искренне признателен сотрудникам отдела гидродинамических исследований и моделирования НИИСИ РАН С.Г. Вольпину, И.В. Афанаскину, К.Д. Ашмяну, А.В. Королёву, Д.Т. Миронову, Ю.Б. Ченлен-сону за полезные обсуждения рассмотренных в обзоре вопросов в процессе его написания.

Особая благодарность рецензентам обзора, взявшим на себя нелёгкий труд просмотреть работу в рукописи: заведующему Лабораторией окисления углеводородов ФГБУН Института химической физики имени Н.Н. Семёнова РАН, доктору химических наук, профессору В.С. Арутюнову; заместителю директора инновационно-внедренческой компании «Грант» по научной работе (Уфа), доктору технических наук, профессору В.Н. Федорову; главному научному сотруднику ФГБУН Института химической физики РАН, доктору физико-математических наук С.А. Патлажан; доцентам кафедры «Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений» ФГБОУ ВПО Самарского Государственного Политехнического Университета – кандидату технических наук Г.А. Ковалёвой и кандидату химических наук В.В. Коновалову. Их советы и замечания были с признательностью учтены автором.

ЧАСТЬ I. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ

1.1. Об использованной в обзоре терминологии

1.1.1. Термины, касающиеся нетрадиционных коллекторов

В научной литературе, посвящённой нетрадиционным коллекторам (таким, как породы, из которых добываются «сланцевая нефть» и «сланцевый газ», а также отложениям баженовской свиты), используемая терминология к настоящему времени ещё не вполне устоялась [111, 143].

При этом, как отмечается в работе [143], «наиболее неоднозначными понятиями нетрадиционных источников УВ, которые при этом широко используются как в популярной, так и специальной литературе в России, являются такие, как «сланцевая нефть» и «сланцевый газ».

Неоднозначность понятий распространяется как непосредственно на вмещающие УВ породы, различающиеся по составу (глины, мергели, сланцы, глинистые известняки и так далее), коллекторским свойствам (низкопоровый коллектор, неколлектор, плохо проницаемый коллектор, и так далее), – так и на собственно состав и формы залегания УВ».

Поэтому для того, чтобы избежать неправильного понимания приведённых данных, необходимо с самого начала оговорить значение терминов, использованных в обзоре.

Для обозначения сланцев в англоязычной литературе используются два термина: *shale* и *slate* [84]. Первый переводится как *«сланцеватая глина», «уплотнённая глина», «глинистый сланец»* [84]. Иными словами, это – «пелитоморфная тонкослоистая терригенная порода, содержащая чешуйки глинистых минералов, а также других минералов алевритовой размерности в различных соотношениях» [70]. Таким образом, главным в этом определении является «чешуйчатость» строения породы. С геохимической точки зрения *shale* – это сланцеватые глины на стадиях прото- и мезокатагенеза [310].

Чтобы среди сланцев выделить породы, содержащие значительное количество органического вещества, какими являются породы баженовской свиты, употребляют термин «чёрные сланцы» (*англ. black shales*) [88]. Однако русский термин «чёрный сланец» – ещё более широкий и неопределённый, чем английский термин *black shales*, который определяет только породы, степень региональных изменений которых не превышает мезокатагенеза [88]. Дополнительные сложности вносит само определение «сланец», не учитывающее вещественный состав породы.

По этим причинам в России часто говорят не о чёрных сланцах, а об «углеродистых осадках» [88, 102].

Термин «чёрные сланцы» часто употребляется просто как аналог битуминозных или обогащённых органическим веществом аргиллитов. Следует отметить, что в языках латинского происхождения битуминозными сланцами (*фр*. *shistes bitumineux*) обычно называют горючие сланцы [88], хотя известно, что породы, именуемые так, почти не содержат сырой нефти (битумоидов). Поэтому мы разделяем мнение, что употребление термина «сланцы» представляется не вполне корректным.

Второй термин – *slate* – означает по-русски *аспидный сланец, кровельный сланец, любой сланец, сопровождающий уголь, шифер, шиферная плита* [84], то есть метаморфический сланец [70]. С геохимической точки зрения *slate* – глинистые и аспидные сланцы, по шкале градаций катагенеза осадочных образований находящиеся в диапазоне от МК4 до АК включительно.

Существует и третий тип аналогичных пород, по-английски называемый *schist* – метаморфизованные и метаморфические сланцы (графитовые, шунгитовые) [310]. Таким образом, более метаморфизованные, чем *black shales*, чёрные сланцы по-английски именуются соответственно *black slates* и *black schists* [310].

Однако, строго говоря, породы баженовской свиты не соответствуют ни первому, ни второму, ни третьему типу. Многочисленные исследования последних лет [38, 39, 70, 74—83] показали, что глинистый компонент в этих породах вовсе не является преобладающим, как это считали ранее; различные типы глин составляют от 2 до 30%, в среднем 11—20% [71—73], тогда как различных модификаций кремнезёма содержится как минимум в два раза больше. На сегодняшний день рассматриваемые породы чаще называют **кремнисто-глинистыми и карбонатно-кремнисто-глинистыми битуминозными породами** [38, 39], что отражает их вещественный состав, но само по себе несколько длинно.

Для устранения различного рода непонимания и неточностей в терминологии, О.М. Прищепа и О.Ю. Аверьянова [111, 143] предлагают для нетрадиционных скоплений углеводородов в сланцевых (*shale*) и плотных (*англ*. – *tight*) резервуарах использовать термин «*непрерывные нефтегазовые системы*. Они включают рассеянные углеводороды, содержащиеся в породах с матрицей низкой проницаемости, вне зависимости от раскрытости трещин, без чётко определённых водо-нефтяных контактов, структурно и стратиграфически неконтролируемые». Однако такое определение для данной работы, ограниченной баженовской свитой, является слишком широким.

Отметим, что, ввиду сложной литологии слагающих баженовскую свиту пород многие исследователи использовали для этих пород различные названия [87]: «баженит» [113, И.И. Нестеров], «доманикит» [114, Ф.Г. Гурари], «баженовит»[115, Н.Б. Вассоевич], «кремнистые аргиллиты» [116,

Б.А. Соколов], «уплотнённые глинистые (кремнисто-глинистые) осадки» [117, И.И. Нестеров и И.Н. Ушатинский].

Учитывая явное отсутствие чёткой, общепринятой и устоявшейся системы понятий и определений для нетрадиционных залежей углеводородов баженовской свиты, в данном обзоре мы будем избегать употребления термина «сланцы», а также многочисленных вариантов литологического наименования слагающих баженовскую свиту пород, для краткости обобщённо именуя рассматриваемые породы просто как **породы баженовской свиты**. Это определение также, безусловно, не является корректным, поскольку в разрезе свиты встречаются различные литологические разности, в том числе – обычные известняки и песчаники, содержащие мало органического вещества в скелете. Но такие случаи просто будут оговариваться особо. В то же время такое определение является достаточно кратким и идентифицирует объект моделирования.

Все месторождения и породы, которые, так или иначе, близки баженовской свите по составу и петрофизическим особенностям (коллекторы сланцевой нефти и газа, горючие сланцы), в тексте обзора называются «**сходными баженовской свите**».

Результаты изучения процессов разработки таких залежей УВ, данные лабораторных исследований отобранных из них образцов пород и нефтей, изучения их поведения при нагреве или окислении кислородом воздуха никак не могут быть напрямую использованы для обоснования моделей разработки БС. Эти породы зачастую имеют иную геологическую историю формирования, литогенеза, палеотектонические и палеогеографические условия формирования, иной тип, состав и строение ОВ, поэтому их нельзя называть «аналогичными» баженовской свите.

Все данные, полученные при их освоении и изучении, **лишь указывают на целесообразность или необходимость исследования соответствующих вопросов для разработки баженовской свиты и могут определять качественные тенденции тех или иных процессов и зависимостей.**

Поэтому термин «сходные», хотя и является нестандартным и «необщеупотребительным», представляется более корректным. Он подчёркивает необходимость постановки исследований на баженовской свите, аналогичных проведённым на иных объектах, – а не механического переноса полученных на них данных на интересующий нас объект.

В отношении нефти, добываемой из нетрадиционных коллекторов, часто используется термин *сланцевая нефть* (*англ. shale oil*). В работе [70] под этим понимается «свободная нефть, содержащаяся в порах породы, а также нефтяные молекулы, сорбированные на поверхности твёрдой фазы» [70].

Использование подобного термина нам представляется не совсем однозначным, так как в научной англоязычной литературе под shale oil часто понимают **жидкие углеводороды, полученные в результате термолиза (на**

поверхности земли) горючих сланцев, извлечённых с небольших глубин шахтным или открытым способом.

Кроме того, как указано выше, породы баженовской свиты не вполне могут быть отнесены к сланцам. Поэтому в тексте данного обзора свободную нефть, содержащуюся в порах породы, вкупе с сорбированными на поверхности твёрдой фазы нефтяными молекулами будем называть просто **нефтью**. Термин «сланцевая нефть» будет употребляться лишь в крайнем случае и, как правило, в кавычках.

1.1.2. Термины, связанные с органическим веществом

К сожалению, терминология в органической геохимии также не вполне устоялась [368]. В качестве примера можно привести термин «битуминозное вещество»: ему в современной терминологии соответствуют такие термины, как «битумы», «битумоиды», «битумогены», «нафтиды», «микронефть» [368]. Все эти многочисленные термины страдают недостаточной ясностью и определённостью, хотя восходят к одному слову «битум», от которого родились и «битуминозное вещество», и «битуминология», и «битумная съёмка» [368]. Во многом применение того или иного термина зависит от предпочтений автора исследования. Из всех этих терминов «битум» является самым древним, насчитывающим не менее 2000 лет существования.

Не совсем однозначным является и термин «*кероген*». В научной литературе можно встретить два толкования этого термина [85]. Часто он используется как синоним определения «рассеянное органическое вещество». Однако такое – первоначальное – определение в настоящее время вытесняется как за рубежом, так и в России. **Чаще всего под термином «кероген» подразумевают только нерастворимую в органических растворителях часть рассеянного ОВ** [85].

Именно так он и трактуется в тексте данного обзора.

Часть же рассеянного органического вещества, растворимая в органических растворителях, именуется **битумоидами** [70, 85].

Именно так этот термин и применяется ниже.

Количество битумоидов, разумеется, зависит от типа применяемого растворителя. В России чаще всего применяется хлороформ, реже – смесь этилового спирта и бензола в соотношении 1:1 (спиртобензол) [85]; за рубежом используются и иные растворители. **Но в обзоре эти тонкости выделения битумоидов рассматриваться и учитываться не будут.**

В данном обзоре под **органическим веществом (ОВ)** понимается вся совокупность органических веществ (включая гетероатомные), содержащихся в твёрдом, жидком или газообразном состоянии в скелете, объёме и на поверхности пор, в том числе – кероген, битумоиды разных типов, пластовая нефть разного генезиса и углеводородные газы.

Суммарное количество органического вещества, содержащегося в скелете породы, в данном обзоре часто называется **количеством органического вещества, содержащегося в скелете породы (ОВС)**.

При добыче углеводородов с применением тепловых методов, в частности – термогазового воздействия (ТГВ), может происходить термолиз ОВ (см. **Часть V**). Жидкие продукты этого процесса могут быть добыты дополнительно к извлекаемому количеству изначально содержащихся в породе жидких УВ. Эти жидкие продукты также называют по-разному: «синтетической нефтью» [72, 73] или «потенциальной нефтью» [70].

Для того чтобы избежать путаницы с обычной, традиционной, нефтью, добываемой безо всякого теплового воздействия, будем ниже называть их «**жидкими продуктами термолиза органического вещества в скелете породы**» или сокращённо – «**жидкими продуктами термолиза» (ЖП)**. Соответственно будем использовать термин «**газообразные (твёрдые) продукты термолиза органического вещества в скелете породы**» или «**газообразные (твёрдые) продукты термолиза» (ГП)**. Вместе все вещества, возникающие в результате термолиза, называются «**продуктами термолиза**».

1.1.3. Термины, связанные с пустотным пространством

В баженовской свите, как мы увидим ниже, весьма сложной является структура порового пространства. Поэтому целесообразно уточнить понимание некоторых терминов в данном обзоре; **система определений заимствована из работ [74, 75, 77, 80, 83, 386]**.

Общая пористость понимается как общий объем имеющихся в породе открытых и изолированных пустот, в том числе:

- межкристаллические пустоты – между различными минеральными частицами (карбонатными, группы кремнезёма и тому подобное);
- пустоты в самих минеральных частицах и пустоты внутри твёрдой фазы органического вещества скелета (керогена);
- иные пустоты, с размером, большим размера молекул метана (0.38нм).

Свободные углеводородные соединения – часть насыщающих пустотное пространство УВ, не связанных с поверхностью пустотного пространства.

Подвижные углеводородные соединения – часть насыщающих пустотное пространство свободных УВ, способных к перемещению и вытеснению по связной системе пустотных каналов при создании в породе перепада давления.

Неподвижные углеводородные соединения – часть насыщающих пустотное пространство УВ, физически связанных с поверхностью пустотного пространства и не участвующих в перемещении пластовых флюидов, даже при

создании в породе перепада давления и наличии в породе связной системы пустотных каналов.

Закрытая пористость (закрытая пустотность) – объём закрытых пор (пустот) в породе, не сообщающихся с динамическим пустотным пространством; заполняющие это пространство флюиды, даже свободные, не участвуют в перемещении пластовых флюидов.

Закрытая пустотность, занятая свободными углеводородами – объем закрытых пустот в породе, занятых свободными углеводородами.

Остаточная пустотность – объем породы, заполненный физически связанными с поверхностью твёрдой фазы углеводородными соединениями.

1.2. Отложения, сходные с баженовской свитой

1.2.1. Распространённость в мире и ресурсы углеводородов в отложениях, сходных с баженовской свитой

Баженовская свита (БС) является далеко не единственным объектом, сложенным породами, содержащими в скелете значительные количества ОВ, наряду с глинами, силицитами, карбонатными минералами. В действительности такие породы распространены в мире достаточно широко [88, 98,99, 129].

По определению, приведённому в работе [98], они отличаются тем, что «представляют собой тонко переслаивающиеся массивные и слоистые, тонкозернистые, в основном пелитовые породы: глинистые, карбонатно-глинистые, кремнисто-глинистые. Они содержат разные формы и концентрации ОВ, на разных стадиях термической зрелости. Характерным отличием является то, что они могут расщепляться на пластинки: микрослоистые, микросланцеватые, чешуйчатые, листоватые или тонкоплитчатые. Нефть и газ в таких породах находятся преимущественно в диффузно рассеянном, растворённом, адсорбированном состояниях, в микропорах, микротещинах».

Главный признак, объединяющий эту большую группу пород различного литологического состава – **надкларковая концентрация в них органического углерода** [88]. Напомним, что для метаморфических пород нижняя граница субкларкового содержания органического углерода составляет 0,5% [104, 105], а для кластических пород – 0,75% [105]. Субкларковые содержания органического углерода для разных осадочных пород составляют: для глинистых – 0,9%, алевритовых – 0,45%, песчаных и карбонатных – 0,2%, горючих сланцев – 16,5% [105]. При этом в составе ОВ преобладает аквагенное [88].

В баженитах и доманикитах же субкларковое содержание составляет 6% [105].

Отложения, сложенные различными типами пород, **в той или иной степени сходных** с отложениями баженовской свиты Западной Сибири, известны во многих регионах мира, в частности:

– на Среднем Востоке (формация Hanifa-Naokelkan-Sargelu-Dukhan); в Северном море; в континентальной Европе (посидониевые сланцы, карбоновые сланцы); Jet Rock Shale в британском Йоркшире; на Шпицбергене; в Баренцевом море, в пределах Норвежского континентального шельфа; в Мексиканском заливе (Haynesville Shale), в Центральной Азии – (Тюбе-Гатанская свита), на Сихотэ–Алине [88];
– сланцы силурийского возраста – Республика Алжир; глинистые сланцы девонского возраста – Дувернэй, провинция Альберта, Канада; свита La Luna мелового возраста в Венесуэле; отложения Ходжаипакской свиты (верхняя юра) – Средняя Азия [107];
– менилитовые сланцы олигоцена Восточных и Западных Карпат (Польша, Румыния, Чехия, Словакия), нефтеносные сланцы миоцен-плиоцена района Ахита на острове Хондо (Япония), сланцы района села Пограничное на Северном Сахалине [129];
– формация Irati Южно-Американской платформы; тасманиты в Австралии; тоарские сланцы парижского бассейна;
– месторождение Gela (остров Сицилия) [250];
– эоценовые кремнистые глины Габона (Западная Африка)[250];
– глинистые силициты палеогена (сланцы Ozuri) в Кванза-Камерунском бассейне в области Огове [250].

Основными параметрами «схожести» таких пород с БС являются, прежде всего, высокое содержание органического вещества (ОВ), а также – а) примерно одинаковый набор основных породообразующих компонентов и б) высокая неоднородность минерального состава на микроуровне.

Однако прямых аналогов БС, по-видимому, нет.

Агентство энергетической информации Минэнерго США в июне 2013 года опубликовало оценку технически извлекаемых ресурсов «сланцевой нефти» в мире [71]. Их суммарная величина оценена в 345 млрд баррелей [71, 139], а распространённость по некоторым странам (всего оценивались ресурсы 41 страны) показана на **рис. 1.2.1**.

В последние 10 лет подобные формации активно осваиваются в США. К 2013 году в США было выявлено: 35 месторождений и перспективных толщ подобного типа, с ресурсами нефти на уровне 6,5 млрд т, а также 70 газовых месторождений и перспективных толщ с ресурсами газа в 32,5 млрд м3 [98].

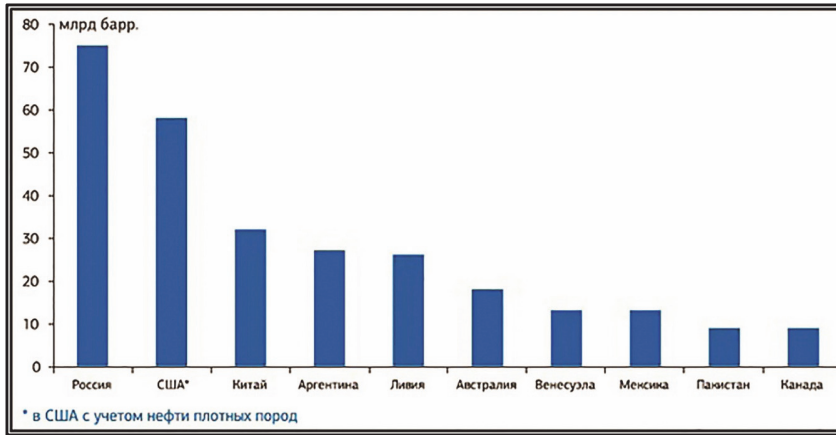


Рис. 1.2.1. Технически извлекаемые ресурсы нефти из нефтематеринских пород по странам [139]

Сходными с отложениям БС в США являются, в частности [107, 128, 129, 250]:

– битуминозные глины свиты Monterey – породы верхнего миоцена бассейнов San Joaquin County, Ventura, Santa Barbara, Los Angeles, Santa Maria, штат Калифорния (нефть);
– битуминозные глины Utica Shale [134], верхний девон, штаты Огайо и Кентукки (газ);
– сланцы Bakken shale formation и Woodford Shale палеозойского возраста, центральная часть США;
– нефтематеринские сланцы формаций Chattanooga, Cherokee (штаты Оклахома, Арканзас, Канзас;
– формация Eagle Ford в штате Техас, США;
– глинистые сланцы мелового возраста – Claggett shale, Монтана, и Gammon shale, район Скалистых гор, США;
– сланцы Spraberry Trend раннепермского возраста в центральном Техасе [250];
– кремнистые сланцы позднемелового возраста Pierre Shale, месторождения Florence-Canyon City field в Скалистых горах, в южной части штата Колорадо [250];
– формация Phosphoria и свиты Mowry Shale и Cody shale в Монтане, свиты Niobrara Chalk в Небраске и Lakota formation в штате Дакота – в меловых отложениях Северо-Американской платформы [134].

Наиболее крупные и активнее всего разрабатываемые в США месторождения в сходных с БС породах – это Bakken, Barnett Shale, Eagle Ford, Marcellus, Woodford, Three Forks.

Ещё в 2011 году США добыли около 350 млн т нефти из рассматриваемых пород, инвестировали 25 млрд долларов в бурение 5 тысяч новых горизонтальных скважин для добычи нефти из нетрадиционных залежей, сходных с БС [99].

В США эксплуатируется и самая большая из известных в настоящее время формаций, сходных с БС – Green River Formation, с ресурсами нефти от 180 до 270 млрд т и извлекаемыми ресурсами – 100 млрд т [98, 99].

Некоторое представление об уровне освоения нетрадиционных ресурсов нефти в США даёт **рис. 1.2.2** [130].

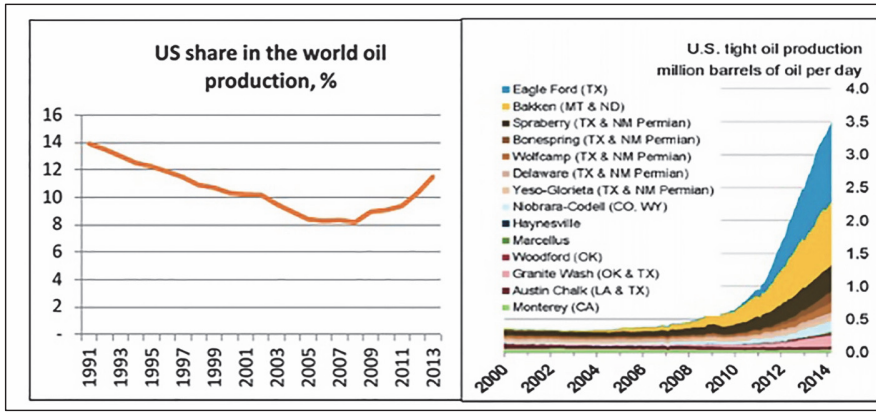


Рис. 1.2.2.Уровень производства нефти из низкопроницаемых пород в США в 2000—2013 годах и вклад США в мировую нефтедобычу [130]

1.2.2. Распространённость в России отложений, сходных с баженовской свитой

Значителен потенциал подобных отложений и в России [98—100, 112,129].

Одной из первых на территории бывшего СССР была открыта нефтеносность менилитовой свиты Восточных Карпат олигоценового возраста, которая рассматривается как нефтематеринская и нефтеносная [250]. С 50-х годов XX века известны притоки нефти из майкопских отложений Восточного Предкавказья; нефтеносность связана с глинистыми толщами нижней части майкопской свиты — хадумскими и балтапашинским горизонтами, характеризующимися повышенными концентрациями сапропелевого ОВ – до 4% [250].

Наиболее перспективными на нефть и газ в нашей стране считаются следующие отложения [100].

1. В **рифее** в пределах Восточно-Сибирской платформы три свиты со средним содержанием ОВ порядка 3%: шунтарская, малгинская и аянская. Отложения представлены битуминозными аргиллитами с прослоями алевролитов и мергелей. Диапазон концентрации $C_{орг}$ – 0,15—8,03% вес. (весовых процентов – весовое содержание органического углерода). Мощность свит меняется от 20 до 70 м. По косвенным признакам их насыщение предполагается газовым.
2. В **кембрии** – широко развиты отложения куонамской свиты в Западной и Восточной Сибири, протягивающиеся полосой шириной до 200 км, представленные переслаиванием мергелей и аргиллитов (до алевролитов). Содержание $C_{орг}$ – 0,10—19,51% вес., при средних значениях 4,38%. Мощность отложений – от 30 до 70 м. Предполагается, что наиболее погруженная (восточная) часть отложений свиты будет иметь газовое насыщение, а западная – нефтяное. Сходные отложения залегают в иниканской свите [134].
3. В **силуре** на северо-западе Восточно-Сибирской платформы отмечаются два поля развития отложений граптолитовой свиты. Породы представлены черными, темно-серыми листоватыми аргиллитами, в основании свиты отмечается прослой чёрного битуминозного известняка. Содержание $C_{орг}$ – от 0,19 до 11,21% вес. при средних значениях 2,95% вес. Мощность отложений около 50 м. Предполагается, что насыщение отложений будет газовым.
4. В **девоне** на Русской плите отложения доманиковой свиты протягиваются вдоль Урала – от Прикаспийской синеклизы на юге до Печорского моря на севере. Для доманиковой свиты характерны битуминозно-глинисто-карбонатные отложения мощностью от 14 до 50 м. Диапазон концентрации $C_{орг}$ – 0,11—30,28% вес., среднее содержание – 4,95%. Содержание карбонатов изменяется от 10 до 60% [106], наблюдаются переходы от существенно глинистых до существенно карбонатных пород (содержание $CaCO_3$ >25%). Предполагается, что наиболее погруженная восточная часть области распространения свиты будет иметь газовое насыщение, а западная – нефтяное.
5. В **юре** практически в пределах всей Западно-Сибирской плиты распространены отложения баженовской свиты и её региональных аналогов (мулымьинской, тутлеймской свит), а в Енисей-Хатангском прогибе – отложения яновстанской свиты. **Отложения баженовской свиты – наиболее изученная толща из всех рассматриваемых отложений**.
6. В **среднем эоцене** породы с повышенным содержанием ОВ представлены кумской свитой Северного Кавказа. Разрез кумской свиты слагают мергели, аргиллиты, прослои алевролитов и песчаников. Мощность отложений 10—200 м. Содержание $C_{орг}$ в пределах 0,20—

8,07% вес., при средних значениях 2,1%. Предполагается газовое насыщение.

7. В **нижнем-среднем олигоцене** вероятно наличие газа в хадумской свите (низы майкопской серии) Северного Кавказа. Она сложена глинами с прослоями мергелей (до известняков) и алевролитов. Мощность отложений меняется от 25 до 90 м, составляя в среднем 50 м. Диапазон концентрации $C_{орг}$ – 0,25—9,82% вес. при среднем содержании 2,02%. К хадумским отложениям приурочено Расшеватское газовое месторождение. Следует отметить, что существуют и некоторые существенные различия между породами баженовской и хадумской свит [313]. В нижнемайкопской толще практически отсутствуют массивные разности глин (за редким исключением в нижней части хадумской свиты). Если породы баженовской свиты обогащены радиоляриевыми водорослями (обусловливающими окремнение породы), то в хадумской отмечаются только диатемитовые. Породы хадумской свиты в большей степени обогащены терригенной примесью. Содержание органического углерода в породах баженовской свиты в 5—7 раз выше, чем в хадумской.
8. В **нижнем миоцене** Сахалина и Камчатки изучены глинисто-кремнистые отложения даехуриинской и уйминской свит (северо-восток Сахалина) и их аналогов вивентекской и кулувенской свит (юго-запад Камчатки). Мощность отложений составляет 100 м. Предполагается, что породы будут иметь газовое насыщение.

Таким образом, любые методики разработки и численного моделирования, созданные для баженовской свиты, послужат основой для освоения и значительных ресурсов УВ на остальных залежах на территории России, сходных с БС.

1.2.3. Различные оценки ресурсов углеводородов в России, приуроченных к баженовской свите и сходных с нею отложениям

Оценки суммарных ресурсов, связанных с рассматриваемыми отложениями, сильно варьируют (см. **рис. 1.2.3**) ввиду наличия ряда факторов: неполной изученности объектов, отсутствия хорошо апробированной технологии разработки, субъективных предпочтений авторов, иных объективных и субъективных причин.

Кроме того, при оценке ресурсов и запасов нетрадиционных залежей Западной Сибири помимо баженовской свиты часто суммируются данные по различным близко расположенным отложениям (например, БС и абалакской свиты, гидродинамически часто связанных между собой), что также приводит к разбросу публикуемых оценок.

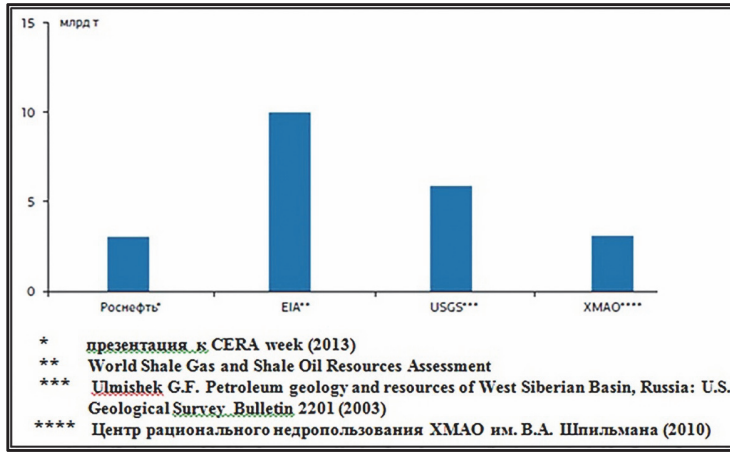


Рис. 1.2.3. Некоторые оценки ресурсов нефти баженовской свиты [139]

Поэтому приводимые ниже цифры дают только общее представление о порядках величин и не являются абсолютно точными.

По оценке Геологической службы США 2003 года *ресурсы нефти* в отложениях баженовской свиты составляли 5,9 млрд т (43 млрд баррелей) [139].

В работах [99,100] *ресурсы* РФ по категории Д в рассматриваемых типах отложений оцениваются в 11,3 млрд т нефти и 9,6 трлн м^3 газа; из них по БС – 9,67 млрд т и 5,12 трлн м^3 соответственно.

Намного бóльшая оценка *технически извлекаемых ресурсов* этих отложений получена в 2014 году О.М. Прищепой [98, 112]: 46 млрд т нефти и 28,7 трлн м^3 газа; из них в баженовской формации – 26,5 млрд т нефти и 9,4 трлн м^3 газа.

В докладе А.Н. Дмитриевского [140] *ресурсы нефти* в **отложениях типа баженовской свиты и аналогичных ей в России** оцениваются в 36 млрд т, **причём *ресурсы* «лёгкой» нефти в аномальных разрезах баженовской свиты оцениваются в 5—15 млрд т** (см. раздел 2.3). *Ресурсы* же *газа* в таких нетрадиционных отложениях России по оценке А.Н. Дмитриевского составляют от 20 до 100 трлн м^3 [140].

По оценке А.Э. Канторовича [141] *извлекаемые ресурсы нефти* в БС оцениваются на уровне 18—60 млрд т.

Оценка *не доказанных технически извлекаемых ресурсов* нефти и газа в России в отложениях БС, выполненная за рубежом экспертами Энергетического информационного агентства Минэнерго США [71], составляет 74,6 млрд баррелей нефти, то есть примерно 9,95 млрд т, и 284,5 трлн куб. футов газа, что составляет примерно 8 трлн м.

Сравнивая эти оценки, **можно грубо принять на сегодняшний день**, что *не доказанные технически извлекаемые ресурсы* баженовской свиты составляют около 10 млрд т нефти и 8 трлн м^3 газа.

По данным А.М. Брехунцова с соавторами [644] на сегодня официальная оценка начальных суммарных *извлекаемых ресурсов нефти* баженовской свиты Западной Сибири составляет немногим больше 5 млрд т. Однако по оценке работы [144] величина *ресурсов* намного выше, *уровень годовой добычи нефти* из баженовской свиты Западной Сибири может составить как минимум 18—20 млн т, а, с учётом развития и успешной апробации технологий разработки, уровень добычи может возрасти до 80 млн т нефти в год. Сейчас же, по данным работы [644], годовая добыча из БС составляет всего порядка 800 тыс т.

Все официальные оценки *ресурсов и запасов* по баженовской свите намного ниже, поскольку являются наиболее консервативными. По официальным данным Правительства ХМАО *начальные суммарные извлекаемые ресурсы нефти (НСР)* в целом по баженовско-абалакскому НГК составляют всего 3,1 млрд т., основная часть которых приходится на прогнозные ресурсы категорий Д1 и Д2 [139].

Согласно данным работы [144], в Государственном балансе запасов залежи нефти **в баженовской свите и её аналогах** по состоянию на 1 января 2013 года были учтены *запасы* по 92 месторождениям Западной Сибири: *геологические/извлекаемые запасы* по ним по категории АВС1 составляли 1227,0/289,8 млн т, по категории С2 – 1025,0/227,3 млн т. По данным тех же авторов [644] на 1 января 2015 года в Западной Сибири выявлено уже более ста залежей нефти в баженовской свите и её аналогах; *геологические/ извлекаемые запасы* по ним по категории АВС1 составили 1264.5/295.5 млн т, по категории С2 – 1148.2/252.7 млн т.

Основные разведанные и предварительно оценённые *запасы* находятся на территории ХМАО, где выявлено 80 месторождений с *геологическими/извлекаемыми запасами нефти* по категории АВС1 1207,6/287,2 млн т, С2 – 986,9/218,2 млн т. Распределение извлекаемых начальных суммарных ресурсов нефти на территории Югры по данным работы [217] показано на **рис. 1.2.4**.

По материалам же доклада А.В. Шпильмана [155] на 2015 год *извлекаемые запасы нефти* категорий АВС1 по залежам **баженовской и абалакской свит** составляют 273,5 млн т, а в пределах территории Ханты-Мансийского автономного округа на Государственном балансе находится 172 залежи нефти (см. **рис. 2.3.5 пункта 2.3.3**).

В ЯНАО выявлено пять месторождений с *геологическими/извлекаемыми запасами нефти* по категории АВС1, равными 3,0/0,6 млн т, С2 – 16,8/3,3 млн т.

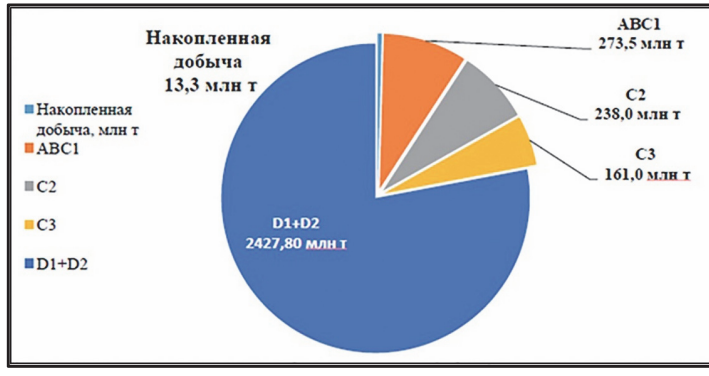


Рис. 1.2.4. Распределение извлекаемых НСР нефти баженовско-абалакского НГК территории Югры [217]

На юге Тюменской области выявлено шесть месторождений с *геологическими/извлекаемыми запасами нефти* по категории АВС1 16,4/2,0 млн т, С2 – 21,3/5,7 млн т.

Одно месторождение выявлено в Томской области с *геологическими/извлекаемыми запасами нефти* по категории АВС1, равными 0,2/0,1 млн т, С2 – 0,3/0,2 млн т.

За все годы разработки месторождений из баженовских отложений на 1 января 2015 года было добыто всего около 9,1 млн т нефти [644]. На 1 января 2013 года из баженовской свиты добывалось чуть более полумиллиона тонн нефти в год, в том числе: 380 тыс т – Сургутнефтегазом, 100 тыс т –Лукойлом, 70 тыс т – Роснефтью[144]. С 2006 года добыча из отложений баженовской свиты выросла более чем в 10 раз [155].

При всём огромном различии в подсчитанных разными специалистами величинах и ресурсов, и запасов нефти и газа в отложениях баженовской свиты, приведённые оценки убедительно показывают, что **масштаб этого объекта может быть охарактеризован, по меньшей мере, в объёме нескольких первых миллиардов тонн нефти. Они вполне иллюстрируют его большое значение для развития нефтегазового комплекса России.**

По-видимому, в России на втором месте по перспективности, после баженовской свиты, находятся **доманиковые** отложения [12, 62, 98, 103, 112, 129, 157, 239, 785] (доманикиты). Доманикиты представлены глинистыми, глинисто-карбонатными, кремнисто-глинисто-карбонатными и кремнистыми разностями пород. На территории востока Восточно-Европейской платформы доманикиты развиты в Пермской, Самарской областях, Татарстане и Башкортостане.

Содержание органического вещества в породах, относимых к доманиковой высокоуглеродистой формации, меняется в широких пределах от

0,5 до 48% вес. [239]. Около 60% от толщины разреза нефтематеринских пород содержат **доманикитные** концентрации ($C_{орг}$ >5% вес., остальные представлены **доманикоидами** ($C_{орг}$ <5% вес.. Максимальные концентрации $C_{орг}$ (8,2% вес.) характерны для черных кремнисто-карбонатных пород Камско-Бельской впадины и Муханово-Ероховского прогиба [239].

Согласно данным работы [157], доманиковый горизонт в Волго-Уральском регионе распространён на площади 400 тыс км^2, при мощности около 30 м (реже – до 60—90 м) и содержат органического вещества в 2—3% от объёма пород.

Доманикиты приурочены к отложениям от саргаевского горизонта среднефранского подъяруса верхнего девона до кизеловского горизонта турнейского яруса нижнего карбона и образуют битуминозную кремнисто-глинисто-карбонатную формацию.

Особое место в разрезе доманиковой формации занимают отложения доманикового и мендымского горизонтов верхнего девона, с которыми связывают основной генерационный потенциал в разрезе доманикитов [62].

Выполненный авторами работы [62, 104] анализ показал, что толща пород мендым-доманикового возраста в южной части Татарстана вступила в главную зону нефтеобразования (ГЗН). В тектоническом отношении граница вступления данной толщи в ГЗН (или северная граница распространения эффективной нефтематеринской толщи) прослежена по центральной (осевой) части Мелекесской впадины. Здесь мощность эффективной нефтематеринской толщи составляет 73 м.

По мере погружения этой толщи в южном направлении она полностью вступает в главную зону нефтеобразования и её мощность соответствует средней суммарной мощности отложений мендымского и доманиковского горизонтов, принятой равной 100 м.

Согласно данным расчёта *прогнозных ресурсов* эффективной нефтематеринской толщи в целом по доманику Башкортостана [157] общее количество генерированных битумоидов составило 126,763 млрд т, эмигрировавших битумоидов – 37,895 млрд т, жидких УВ – 12,059 млрд т.

Согласно же оценке *прогнозных ресурсов* всей эффективной нефтематеринской толщи мендым-доманиковского возраста, данная толща генерировала 852,14 млрд т УВ. Из этого количества эмигрировало 161,58 млрд т УВ. Учитывая благоприятные структурно-геологические условия рассматриваемой территории, авторы работы [62] предположили, что в залежах аккумулировалось 32,316 млрд т УВ.

Очевидно, что это – далеко не весь объём высокобитуминозных доманикитов. Их потенциал, который только начинает изучаться, – намного больше, о чём свидетельствуют, например, карты их распространения [103, 142] (смотри **рис. 1.2.5**), а также карты наиболее изученной части (смотри **рис. 1.2.6**).

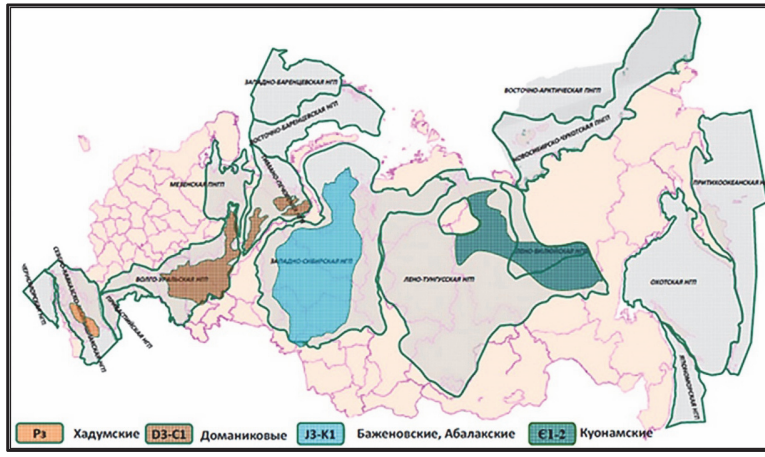


Рис. 1.2.5.Обзорная карта размещения Баженовских, Абалакских, Хадумских, Куонамских и Доманиковых отложений в НГП РФ [142]

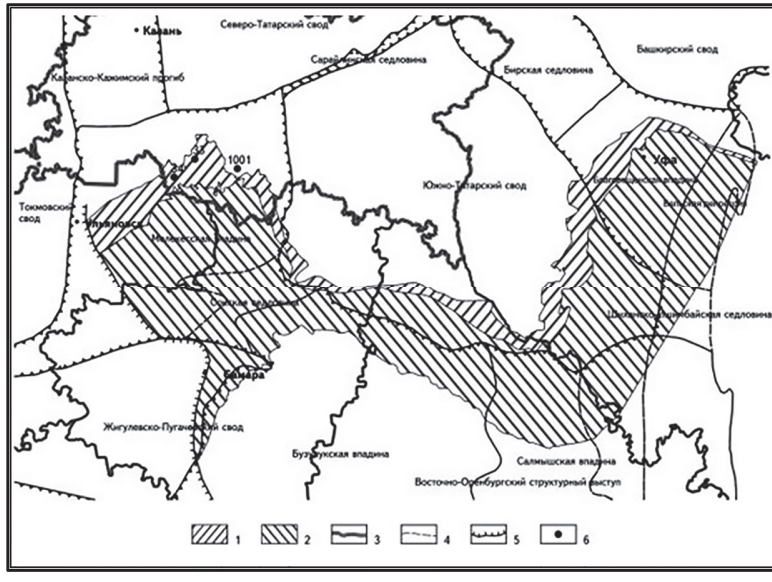


Рис. 1.2.6. Карта распространения эффективной нефтематеринской толщи мендым-доманиковского возраста центральной части Волго-Уральской НГП [104].
1 и 2 – зоны распространения нефтематеринских толщ с мощностью 73 м и 100 м;
3 – административные границы областей и республик РФ;
4 – границы между тектоническими элементами I порядка;
5 – граница распространения нефтепроизводящих толщ по К.Б. Аширову;
6 – параметрические скважины

Согласно данным доклада Р.С. Хисамова [154] на сегодняшний день *ресурсы* этих отложений в Татарстане по категории С3 составляют 115 млн т, по категории D – 786 млн т. Однако при более детальном изучении и опоисковании, это положение может измениться, поскольку доманикиты и доманикоиды в Татарстане распространены широко, а залежи нефти пока числятся на Госбалансе только по 18 месторождениям.

По этим месторождениям на балансе ПАО «Татнефть» в Татарстане [154] сейчас числятся *запасы* нефти категорий С1 + С2 в объёме 100 млн т.

Большая часть(94 %) выявленных в Татарстане *запасов* в доманикитах и доманикоидах приурочена к наиболее изученному Ромашкинскому месторождению. Кроме того, за пределами республики *запасы нефти* этих же отложений составляют 81 млн т по 19 месторождениям (смотри **рис. 1.2.7** [785]).

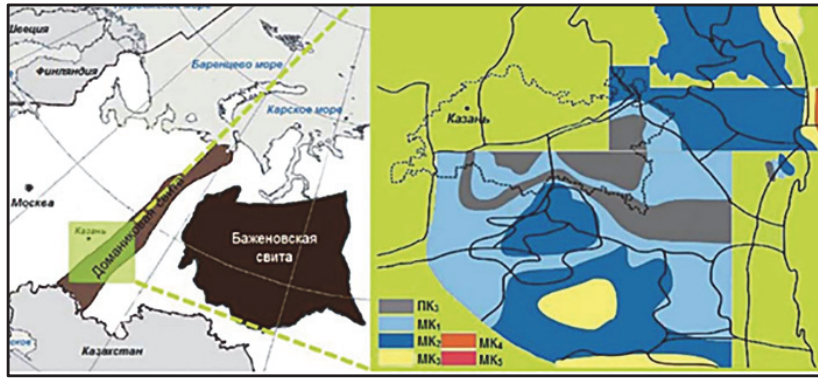


Рис. 1.2.7.Карта распространения доманиковых отложений Татарстана с детализацией центральной части (по данным лаборатории внутрипластового горения КФУ) [785]

Следует отметить, что в последние годы проблеме освоения нетрадиционных запасов углеводородов государством уделяется значительно больше внимания, чем в предыдущие десятилетия. В 2013 году принят Федеральный закон 213-ФЗ, устанавливающий на 15 лет нулевую ставку НДПИ для добычи нефти из баженовских, хадумских, абалакских и доманиковых отложений.

В 2012 году в Республике Татарстан начались работы по детальному геологическому изучению доманиковых отложений франско-фаменского ярусов с привлечением ряда научных организаций как Татарстана, так и Москвы [154].

Однако следует учесть, что по данным ряда экспертов добыча нефти из доманикитов в Татарстане может оказаться рентабельной только при уровне нефтяных цен более $90 за баррель [156].

1.3. Выводы по материалам Части I

1. Приведённый краткий обзор распространённости в России пород, сходных породам баженовской свиты, показывает, что **для будущего отечественной нефтегазовой отрасли создание технологии добычи из таких нетрадиционных залежей, и в том числе технологии и методики численного моделирования разработки, представляется задачей достаточно широкой и значимой. Её важность обусловлена не только необходимостью освоения самой баженовской свиты, хотя этот уникальный объект и содержит значительные ресурсы углеводородов и является стратегическим резервом поддержания и увеличения добычи нефти в России. Созданная для баженовской свиты технология явится основой для будущего освоения и других трудноизвлекаемых и нетрадиционных ресурсов углеводородов, которыми столь богата Россия.**

2. Однако интенсивные поиски альтернативы углеводородной энергетике и несомненные успехи в этой области порождают сомнение, а надо ли вообще разрабатывать новые технологии освоения таких, нетрадиционных и сложных, месторождений? Тем более что создание таких технологий – дело, как частично следует и из последующего изложения, весьма наукоёмкое и должно потребовать немалых затрат.

Опубликованный в январе 2017 года компанией BP ежегодный прогноз развития мировой энергетики [563] не даёт основания для такого пессимизма.

За прогнозируемый период ожидается рост мировой экономики в 3,4% в год, а население Земли к 2035 году вырастет до 8,8 млрд человек. К 2035 году мировой ВВП увеличится вдвое, а спрос на энергоресурсы – на 30%. Потребление энергии будет расти в среднем на 1,3% в год, хотя это и меньше, чем за период 1995—2015 годов.

Нефть, газ и уголь останутся основными источниками энергии для мировой экономики (смотри **рис. 1.3.1**), обеспечивая в 2035 году более 75% всех мировых поставок энергоносителей (86% в 2015 году).

Основное потребление нефти по-прежнему придётся на транспорт, доля которого в потреблении сохранится на уровне 60%. Однако к началу 2030 годов использование нефти в качестве сырья в нефтехимии выйдет на первое место среди направлений спроса на нефть.

Согласно прогнозу BP, Россию ожидает эволюционный путь развития, революций в энергетике не будет. Россия по-прежнему останется крупнейшим мировым производителем ископаемых энергоносителей (на неё придётся 11% их глобального производства).

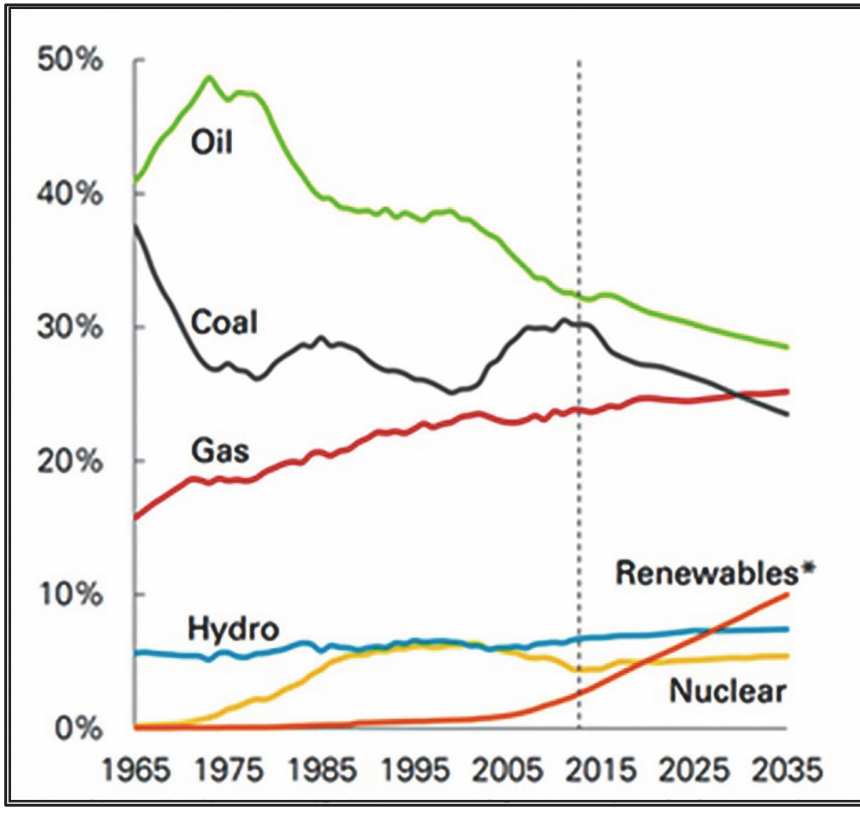


Рис. 1.3.1.Доля различных источников в производстве первичной энергии [563]

По мнению специалистов BP, к 2035 году вместо спада ожидается рост добычи нефти, которая превысит 12 млн баррелей в сутки. Россия останется вторым по величине производителем нефти и газа, экспортируя 8,6 млн баррелей нефти и 34 млрд кубических футов газа в сутки.

Хотя к 2035 году в самой России прогнозируется рост потребления возобновляемых источников, равный 7000% (!), их доля в топливно-энергетическом балансе страны останется всего на уровне 1% (!). В то же время в мире потребление энергии от возобновляемых источников будет увеличиваться в среднем на 7,1% в год, но тем не менее к 2035 году суммарная доля в производстве первичной энергии не превысит 10%.

Прогнозы различных экспертных организаций, касающиеся нефти, в целом достаточно хорошо согласуются между собой. Значительно больший разброс наблюдается в оценках, связанных с углём. Это хорошо видно, например, на **рис. 1.3.2**, где показаны оценки вклада различных источников энергии в ежегодный прирост её потребления.

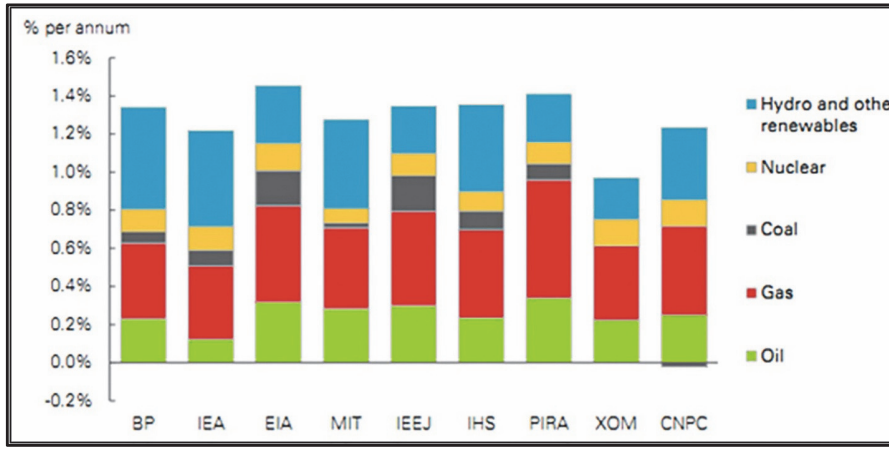


Рис. 1.3.2.Оценки экспертных групп вклада различных источников энергии в её ожидаемый ежегодный прирост на период до 2035 года [563]; (расшифровку экспертных групп смотри в **Приложении 6**)

3. Разумеется, при любом прогнозе не следует забывать известные слова Нильса Бора:«В научной работе нельзя делать уверенных прогнозов на будущее, так как всегда возникают препятствия, которые могут быть преодолены лишь с появлением новых идей». Поэтому приведённый выше прогноз, как и все длительные предсказания, достаточно приблизителен. Тем не менее, вполне очевидно, что **нетрадиционные углеводородные ресурсы России составляют весомую часть потенциальных энергетических ресурсов нашей страны. И потому представляется совершенно необходимым решение научных и технологических проблем, возникающих при создании более совершенных технологий их освоения.**

Соответственно, необходима и более углублённая научная проработка основ неотъемлемой составной части таких технологий – методики корректного численного моделирования происходящих при добыче процессов.

ЧАСТЬ II. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ, ПРОЦЕССОВ ЕЁ ФОРМИРОВАНИЯ, ЛИТОЛОГИИ ПОРОД И СВОЙСТВ НЕФТЕЙ

При численном моделировании, разумеется, используются поля числовых значений различных параметров пород, определяющих динамику процессов, происходящих при добыче. **Поэтому крайне существенен характер пространственного распределения по исследуемому объекту параметров, необходимых для моделирования разработки.** Совершенно очевидно, что это распределение определяется различными процессами формирования и преобразования пород. В связи с этим для полноты изложения в данном разделе приводится краткая сводка основных сведений и представлений о механизмах, закономерностях и особенностях формирования баженовской свиты.

Подчеркнём, что оценка справедливости и обоснованности тех или иных геологических положений никоим образом не являлись целью обзора. Задача этого раздела – дать лишь общее представление о характере предполагаемых геологических процессов и сформулировать некоторые их следствия для численного моделирования разработки.

2.1. Некоторые общие сведения о баженовской свите

Баженовская свита (БС) одноимённого горизонта завершает разрез юрской системы. В возрастном отношении период формирования осадков свиты охватывает весь волжский век (верхняя юра) и часть раннего берриасса (нижний мел). Стратиграфическая схема баженовского горизонта по Ю.В. Брадучану (1986 год) [177] показана в **таблице 2.1.1**, а геохронологическая шкала меловой и юрской систем Западной Сибири – на **рис. 2.1.1** [139].

В составе **битуминозных отложений баженовского горизонта** в настоящее время выделяются баженовская, тутлеймская и мулымьинская свиты [144], а также верхние части даниловской, гольчихинской, марьяновской свит и средняя часть яновстанской свиты [182]; все они отличаются по литологии и стратиграфическому объему [144, 182].

Баженовская свита была выделена в 1959 году Ф.Г. Гурари по скважинам Саргатской площади в Омской области, как баженовская пачка в составе марьяновской свиты; она была отображена в региональной стратиграфической схеме 1960 года [144].Свита получила название от села Баженово, расположенного на левом берегу Иртыша к северо-западу от Омска [91].

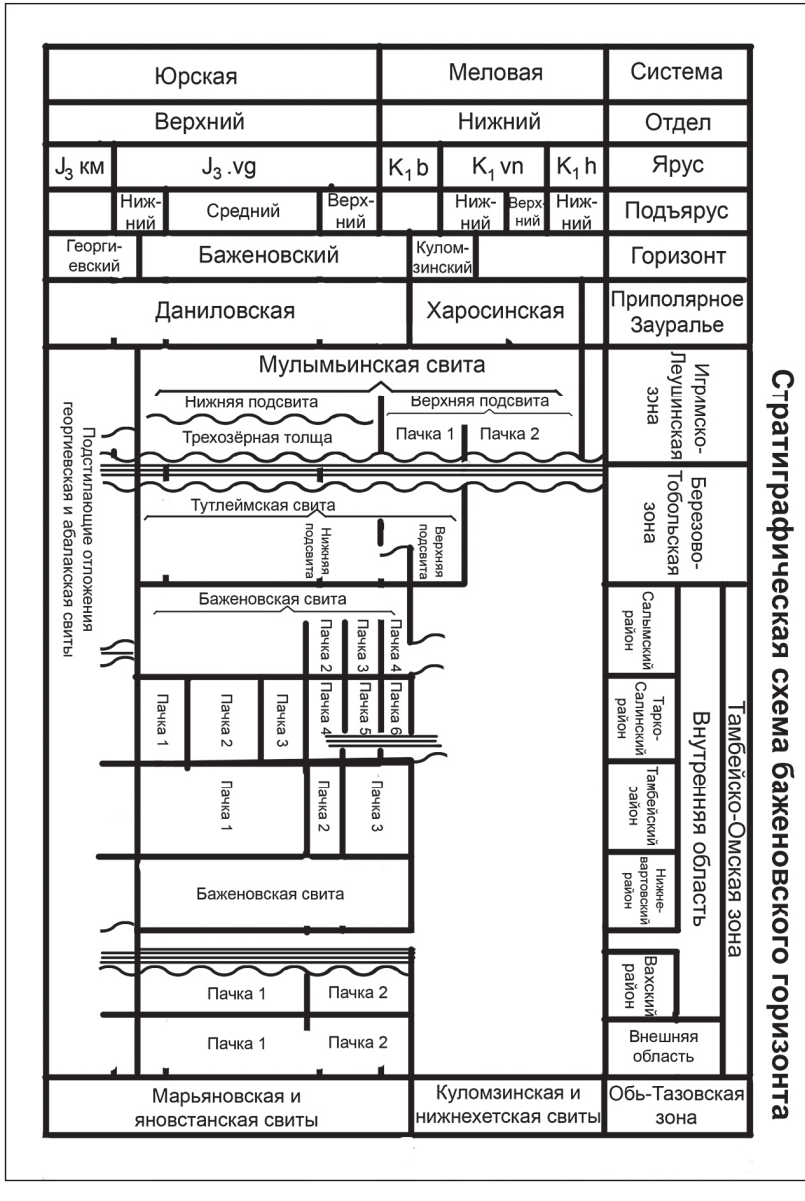


Таблица 2.1.1. Стратиграфическая схема баженовского горизонта [177]



Рис. 2.1.1. Геохронологическая шкала меловой и юрской систем Западной Сибири [139]

В 1967 году баженовская пачка была переведена в ранг свиты волжского возраста [94]. Позднее возраст был изменён на волжский-раннеберриасский. В

1990 году её возраст на большей части территории распространения был принят волжско-берриасским [94].

Согласно решению 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточнённых стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (2004), БС входит в состав одноименного горизонта, главной отличительной чертой которого является битуминозность пород [96].

Баженовская свита развита на обширной территории от посёлка Тамбей на севере до Омска на юге, и от устья Иртыша на западе до посёлка Ларьяк на востоке [177].

Глубина залегания свиты – от 650 м в окраинных зонах (Зауралье) до 3700 м в наиболее погруженных частях бассейна (Надымский район) [186, 230]. Большая часть отложений находится на глубинах 1500—3700 м [86].

Баженовская и аналогичные ей свиты залегают в основании верхнеюрско-нижнемеловой глинистой толщи, являющейся региональной покрышкой юрского нефтегазоносного комплекса [129] (смотри **рис. 2.1.2**). Эта однородная покрышка сложена почти исключительно сероцветными глинистыми породами мегионской, куломзинской, фроловской, алясовской и других свит. Её толщина колеблется от 100—150 до 400—600 м [129].

Подстилается свита сложнопостроенной толщей морских карбонатно-глинистых пород, которую относят к георгиевской или абалакской свитам [107, 132, 133,141, 175]. Породы богаты глауконитом и остатками ростров белемнитов. **Расшифровку некоторых специальных геологических и иных терминов смотри в Приложении 1.**

Непосредственно под этими глинистыми породами залегают юрские проницаемые толщи васюганской и тюменской свит, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами, включающими, особенно в верхней части разреза, многочисленные залежи нефти и газа [129].

Баженовская свита трансгрессивно, с несогласием, залегает на отложениях верхневасюганской подсвиты или согласно перекрывает аргиллиты георгиевской свиты. Литолого-стратиграфический разрез верхнеюрских-нижнемеловых отложений показан на **рис. 2.1.3** [229].

Отложения БС представлены [90, 144, 177, 182] тёмно-серыми (до черных) битуминозными кремнисто-глинистыми и карбонатно-глинистыми породами, реже буроватыми, слабоалевритистыми, массивными, плитчатыми и листоватыми. Присутствуют аргиллиты тёмно-серые до чёрных, иногда алевритистые, плотные, крепкие, плитчатые, в различной степени песчанистые, слабо- и среднебитуминозные [90]. Структура аргиллитов пелитовая, фитагмопелитовая; текстура микрослоистая. Встречаются микрослоистые известково-кремнистые битуминозные глины, которые отличаются листоватым (горизонтально-трещинным) строением. Листоватость обусловлена чередованием разнородных по составу и строению слойков, обогащённых пелитовым, алевритовым, а также битумным веществом [177].

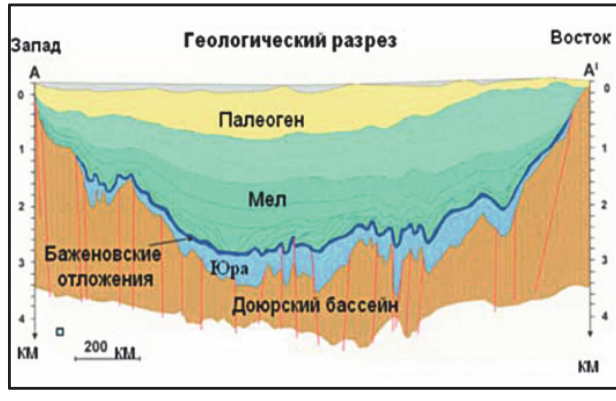


Рис. 2.1.2. Региональный геологический разрез Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [86]

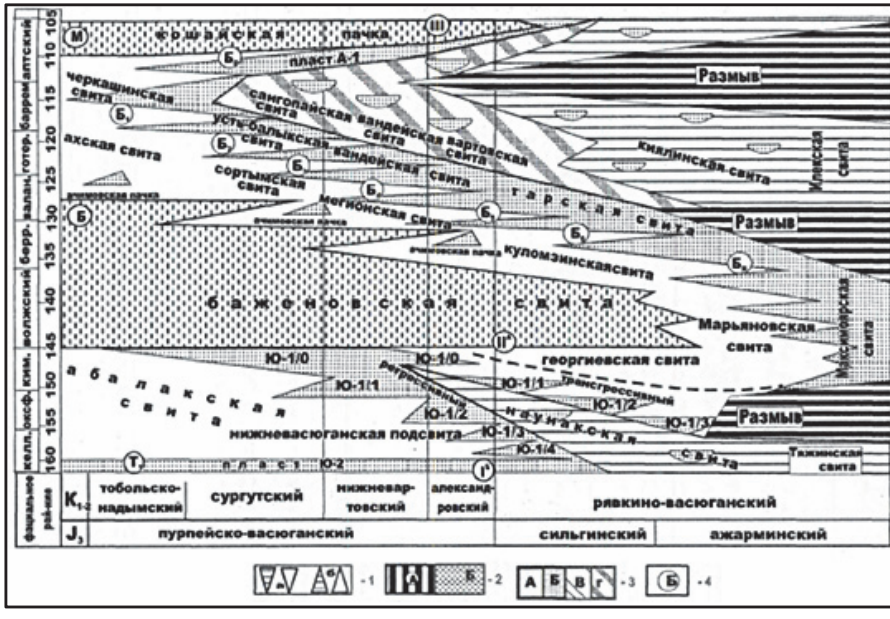


Рис. 2.1.3. Литолого-стратиграфический разрез верхнеюрских – нижнемеловых отложений [229]**;** *условные обозначения*: **1 -** регрессивные **(а)** и трансгрессивные **(б)** макро- и мезоциклы; **2 –** размывы **(а)** и реперные глинистые толщи **(б); 3 –** глинистые **(а)** и песчаные **(б)** отложения, прибрежно-континентальные **(в)** и континентальные угленосные **(г)** осадки; **4 –** глинистые пачки – сейсмические горизонты

Под этими породами в разрезах скважин присутствуют прослои известковых, кремнистых глин с карбонатами и силицитами [87, 88, 90—94, 134—138]. Карбонаты представлены преимущественно тонкодисперсным кальцитом и присутствуют в породах в виде отдельных кристаллов, скоплений, линзочек, микропрослоев [90]. Они концентрируются главным образом в известняках, мергелях, известковых и битуминозных глинах, раковинных остатках двустворок и имеют преимущественно исходное органогенное происхождение [188].

Нефтеносность свиты установлена в 1967—1970 годах [93, 134, 138].

Тутлеймская свита выделена по разрезам скважин Деминской и Березовской площадей в 1956 году [144] и на Севере развита от района Игрима до среднего течения реки Казым, а также развита в Березовско-Тобольской зоне [177]. Некоторые исследователи относят более северные и северо-восточные месторождения к баженовской свите (Ольховское, Большое, Центральное, Назымское, Апрельское, Портасинское, Средне-Камынское), а месторождения, располагающиеся южнее и юго-восточнее, рассматривают, как относящиеся к тутлеймской свите (Средне-Назымское, Гальяновское, Сыньеганское, Ханты-Мансийское).

Сложена тутлеймская свита [144] аргиллитоподобными глинами (от темно-серых до черных, с буроватым оттенком, битуминозных). В разрезе БС зафиксированы прослои карбонатных пород, серых глин, редко – включения песчано-алевритовых линзовидных прослоев, пирит, ихтиодетрит. Возраст свиты определяется по находкам фауны и микрофауны как волжский–ранневаланжинский. Толщины достигают 40—70 м. Битуминозные отложения позднеюрского возраста формировались в морских условиях и развиты на значительной территории Западно-Сибирского бассейна.

В южной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции в качестве аналога баженовской свиты выделяется **марьяновская свита** [182] (смотри **рисунки 2.1.3, 2.1.4**). Отложения её представлены глинами темно-серыми до черных, аргиллитоподобными, битуминозными прослоями. Возраст свиты – кимеридж–волжский, толщина меняется от 30 до 120 м [182].

Гольчихинская свита выделена в пределах Гыданского полуострова [182] (смотри **рисунки 2.1.3, 2.1.4**). Свита представлена аргиллитами, битуминозными прослоями, иногда с прослоями алевролитов, реже – песчаников. Вскрытая толщина достигает 455 м. Возраст свиты келловей-раннеберриасский [182].

Расположение указанных свит и литофациальная схема отложений показаны на **рис. 2.1.4** [182].

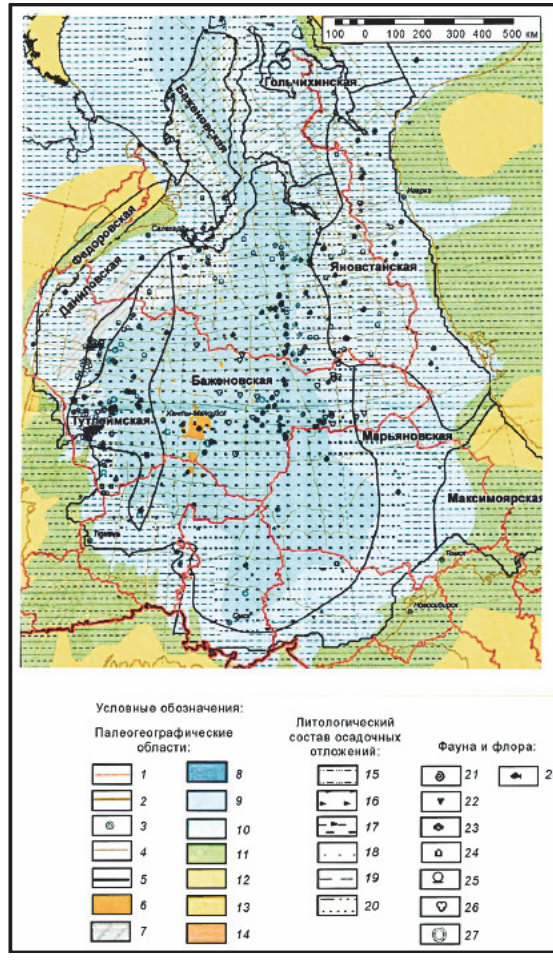


Рис. 2.1.4. Литофациальная и палеогеографическая схема формирования отложений верхнеюрского горизонта [182].

1 – границы субъектов, **2** – выход палеозойских пород, **3** – населённые пункты, **4** – региональные границы, **5** – граница распространения свит, **6** – залежи УВ, **7** – море (глубоководная часть шельфа), **8** – море (относительно глубоководная часть шельфа), **9** – море (мелкая часть шельфа и прибрежные зоны), **10** – равнина низменная аккумулятивная, **11** – равнина денудационно-аккумулятивная, **12** – равнина возвышенная, **13** – плато, нагорье, **14** – песчаные осадки (80…60%), **15** – глинистые осадки, **16** – песчано-глинистые осадки, **17** – песчанисто-алевритисто-глинистые осадки, **18** – фораминифера, макрофауна, **19** – спора и пыльца, **20** – двустворки, **21** – аммониты, **22** – белемниты, **23** – брахиоподы, **24** – фораминиферы, макрофауна, **25** – споры и пыльца, **26** – двустворки, **27** – кокколитофориды, **28** – ихтиодетрит

По мнению А.Э. Конторовича [187], баженовская свита является основным нефтематеринским горизонтом Западной Сибири и свыше 80% общих геологических ресурсов нефти в этом районе являются продуктом нефтеобразования именно в этих отложениях, в том числе гигантские и крупные месторождения: Самотлорское, Приобское, Лянторское, Федоровское, Мамонтовское и другие.

При этом **пути миграции образующейся нефти могут быть различными** [96]. В центральных районах Западной Сибири нефть мигрирует в перекрывающие баженовские отложения песчано-глинистые клиноформы неокома и далее в отложения апт-альб-сеномана. На участках, где песчано-глинистые отложения неокома замещаются преимущественно глинистыми отложениями, нефть мигрирует в подстилающие песчаные горизонты, если в них имеется коллектор. Если же породы баженовской свиты и перекрываются, и подстилаются глинистыми отложениями, то (по И.И. Нестерову) образуется сложный коллектор в самом теле свиты [38, 39, 132, 181].

За полувековой период изучения баженовской свиты её отложения вскрыты сотнями поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин; собран и проанализирован материал по сейсмическим данным, материалам ГИС, лабораторных исследований керна, ОВ-пород и нефтей. Некоторое представление о количестве имеющегося материала можно получить из данных **Приложения 3**, содержащего сведения о районах и объёмах исследований диссертационных работ, использованных при написании данного обзора. Объём этих исследований составляет лишь ничтожную часть всех накопленных данных об объекте, однако даже он содержит геофизические, геологические, петрофизические, геохимические материалы по десяткам скважин, сотням образцов керна, органического вещества и нефтей, охватывает районы от Арктических морей до юга Томской области.

В работах по изучению баженовской свиты участвовали все ведущие научные и проектные организации геологической, нефтяной и газовой отраслей; ведущие ВУЗы Москвы, Санкт-Петербурга, Тюмени, Томска, Новосибирска, Красноярска, Нижневартовска, Сургута, Когалыма.

Перечень фамилий ведущих учёных разных специальностей, занимавшихся изучением различных вопросов, связанных с поисками, разведкой, разработкой этих уникальных отложений, может занять не одну страницу.

Тем не менее до настоящего времени не решён ряд важнейших вопросов, касающихся БС: не выявлены закономерности распространения типов разреза БС, отсутствуют типизации коллекторов и характеристика миграционных процессов, оптимальный комплекс лабораторных исследований керна и эффективная методика интерпретации ГИС [383]. В одной из самых последних работ по проблемам изучения баженовской свиты [386] утверждается: «в настоящее время не существует единой общепринятой геологической модели строения БС; нет проверенных подходов к выделению залежей нефти, даже не выяснено,

представляет ли БС единую флюидодинамическую систему, или залежи в ней являются изолированными; отсутствуют критерии выделения и оконтуривания залежей и, как следствие, нет общепринятых методик их опоискования; нет единого мнения о типах порового пространства коллекторов и сообщаемости пор между собой».

На сегодняшний день – ввиду отсутствия единых представлений о геологическом строении свиты – прогнозирование размещения залежей нефти проводится не вполне уверенно, подсчёт запасов проводится не вполне обоснованно [383], существуют трудности в выборе технологии разработки [386].

Несмотря на богатую базу фактического материала, разносторонние и детальные исследования, многие вопросы до сих пор остаются дискуссионными [88, 90, 383]. Среди них: условия формирования осадков, вторичные преобразования пород, фациальные и стратиграфические аналоги, типизация и расчленение разрезов, природа и тип коллектора, формирование нефтеносности, подсчёт запасов, прогноз нефтеносности и так далее [88]. По каждому из них зачастую существуют отличающиеся точки зрения.

Столь большой разброс мнений о строении и (как видно из дальнейшего изложения) о свойствах пород свиты означает, что методики и инструменты для численного моделирования разработки указанных отложений должны быть максимально гибкими, чтобы позволить исследователю использовать любые из существующих подходов и геологических представлений о строении и свойствах объекта.

2.2.Классическая схема формирования пород баженовской свиты

2.2.1. Механизмы формирования пород свиты в классической модели

Ставшее уже классическим представление о формировании баженовской свиты кратко может быть изложено следующем образом [38, 39, 41, 86—97,101, 107, 113, 114, 129, 132 - 139, 141, 144, 145, 164, 177, 186, 187, 230].

Формирование отложений баженовской свиты происходило на территории обширного эпиконтинентального морского бассейна [177, 230] (смотри **рис. 2.1.4**), главным образом в центральной его части, наиболее удалённой от берега (в Центральной впадине [177]), в условиях максимальной позднеюрско-раннемеловой трансгрессии [177]. Площадь зеркала воды оценивается примерно в 2 млн км^2 [177]. В Центральной псевдоабиссальной

впадине отлагались кремнистые илы, в различной степени глинистые, обогащённые ОВ [176].

Формирование осадков происходило преимущественно в условиях недокомпенсации; зона недокомпенсации в Центральной впадине занимала примерно половину площади баженовского бассейна (около 1,2 млн км^2), занимая его центральные и западные области, и локализовалась, главным образом, на месте современных Фроловской и Надымской мегавпадин [87, 88, 133, 177, 178]. Мощность отложений здесь колеблется от 10 до 80 м; в Пур-Иртышском районе отмечаются толщины баженовской свиты до 90 м. Чаще всего встречается толщина свиты в 25—30м [86, 92].

В период формирования баженовского горизонта осевая зона седиментационного бассейна располагалась в центральной части, протягиваясь от районов Салыма через район Юильской площади к Обской губе и северу полуострова Ямал [133] (рис. **2.2.1**).

Глубина недокомпенсированного прогибания достигала 500—600 м [87].

В позднебериасское и валанжинское время осевая зона недокомпенсации смещается на запад, в сторону Красноленинского свода восточной части Берёзовского района [133]. По сравнению с волжским временем площадь зоны недокомпенсации уменьшилась в 10 раз (**рис. 2.2.1**).

В валанжин-раннеготеривское время область недокомпенсации сместилась далее на запад в сторону от Шаима до Игрима (**рис. 2.2.1**). По сравнению с валанжин-бериасским временем, площадь недокомпенсации сократилась в три раза, а объём битуминозных пород – в 10 раз [38, 39, 132, 181].

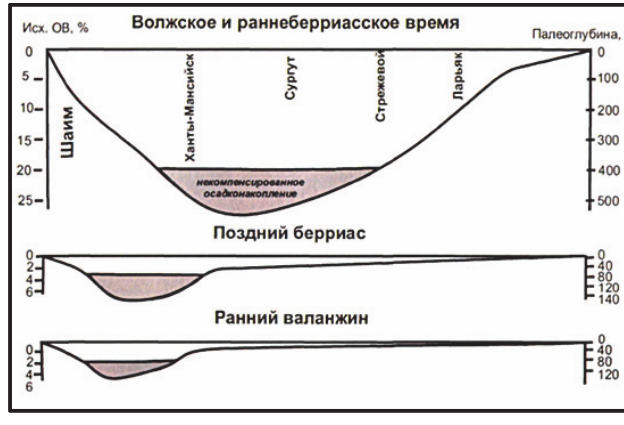


Рис. 2.2.1. Модельный профиль дна Западно-Сибирского бассейна вдоль Широтного Приобья в конце юры – начале мела [133]

К середине берриасского века бассейн существенно обмелел: площадь прибрежной зоны (зоны сублиторальных глубин) возросла с 0,8 до 1,4 млн км^2, а зона больших глубин сократилась до 0,3 млн км^2 [177]. В валанжине площадь прибрежной зоны (сублиторали) увеличилась до 1,5 млн км^2, а зона больших глубин сократилась до 0,2 млн км^2 [177]. Обмеление бассейна сопровождалось резким возрастанием интенсивности терригенного осадконакопления, при уменьшении скорости накопления ОВ: скорость первого увеличилась в 4,5 раз, а второго – уменьшилась в 1,2 раза [177].

На сегодняшний день наиболее признанной оценкой палеоглубины Центральной впадины является величина в 500 метров [177], хотя за 50 лет публиковались различные, гораздо меньшие, оценки: 20—30 м; 100—200 м [134, 138]; 200—400 м (смотри работу [131], а также обзоры в работах [88, 164]).

При этом минимальные глубины имели место на востоке и юго-востоке бассейна, где располагалась мелководная прибрежная зона, а максимальные - достигали 750 метров в западных и северо-западных районах [177, 230].

Отмечается также значительная дифференциация глубин баженовского моря и сложный рельеф дна [90, 230], причём, вероятно, рельеф дна унаследовал основные структурные формы, существовавшие ранее [230].

К моменту начала формирования баженовских осадков вода затопила практически всю сушу. Небольшие острова располагались только в южной и юго-восточной частях акватории [178, 230] и, возможно, существовали в течение ограниченных периодов времени [90].

Осадконакопление в центральных, наиболее удалённых от берега частях бассейна характеризовалось низкими темпами (0,002—0,003 мм/год) [129, 179] и продолжалось, по разным оценкам, от 5 [177] до 8 [133] млн лет.

В результате в центральной части баженовского бассейна сформировалась сильно битуминозная толща преимущественно монтмориллонитовых тонко-отмученных, тонко-горизонтально слоистых, кремнистых, нередко сильно известковистых глин [87, 90].

Баженовское море с запада, востока и юга было окружено низкой равнинной сушей и имело сужающееся к северу грушевидное очертание. В широтном направлении дно баженовского моря было ассиметричным: широким и пологим на востоке и юго-востоке, втрое более узким и крутым на западе и юго-западе [133].

Соответственно, во внешнем поясе, который охватывает кольцом Центральную псевдоабиссальную впадину, на подводных равнинах в

прибрежной зоне (верхней, средней и нижней литорали) отлагались упомянутые выше различные аналоги баженовской свиты (тутлеймская, мулымьинская, даниловская, марьяновская, яновстанская, максимоярская свиты) [88, 177, 180, 182]. Они являются намного более бедными источниками нефти или вообще не принадлежат к классу нефтематеринских пород [87].

На севере и северо-востоке баженовское море сообщалось с Арктическим бассейном, причём пролив на крайнем северо-востоке (на месте нынешней Усть-Енисейской впадины) был сравнительно мелководным и не оказывал существенного влияния на газовый режим вод баженовского бассейна [133].

Значительные количества арктической воды поступали в баженовский бассейн, но через северный проход, в районе современного полуострова Ямал. Этот проход был относительно глубоководным. Считается [133], что здесь существовал порог, вертикальные движения которого регулировали поступление арктических водных масс в придонные зоны Центральной впадины.

При опускании порога обогащённые кислородом воды поступали в баженовский бассейн, что способствовало расселению бентосных моллюсков, в том числе, за счёт подъёма холодных придонных вод к поверхности [145]. Но одновременно это приводило к уничтожению накопленного органического вещества в процессе его окисления. При подъёме порога обмен вод был затруднён, что препятствовало развитию фито- и зоопланктона, причём могли существовать условия, когда и поверхностная активность была низкой [145]. Однако отсутствие обмена вод способствовало сохранению накопленного органического вещества [133].

В бассейне существовала сложная система течений [133]: *вдольбереговые, циклонические, конвекционные (сезонные климатические), апвеллинг* (чему способствовала асимметрия бассейна). Согласно В.А. Захарову[133], через северный пролив поступало с акватории Баренцева моря **и тёплое поверхностное течение, которое продвигалось на юг, отклонялось к востоку, создавая завихрения и круговые течения. Существовали и конвекционные течения [133], за счёт разной плотности воды на поверхности и в придонных частях, а также вызванные штормовыми ветрами.**

На **рис. 2.2.2** показана предполагаемая схема водообмена баженовского моря с океаном [145] в период высокого уровня воды в море (то есть при опускании порога), а на **рис. 2.2.3** – в период низкого уровня воды (то есть при подъёме порога).

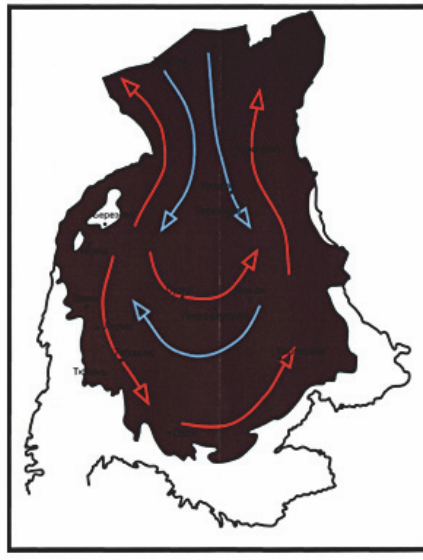


Рис. 2.2.2. Схема водообмена баженовского моря с океаном в период *высокого* уровня воды в баженовском море [145]; *синие стрелки* – направление донных течений, *красные стрелки* – направление поверхностных течений

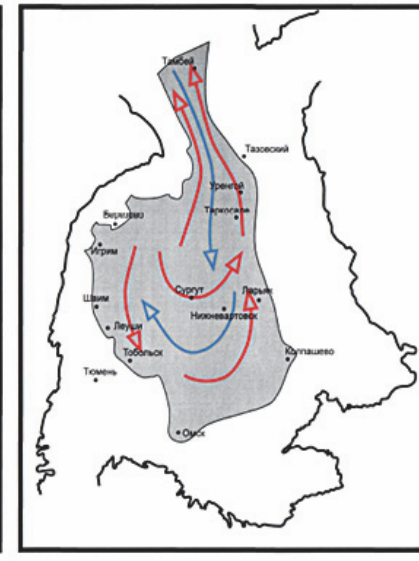


Рис. 2.2.3. Схема водообмена баженовского моря с океаном в период *низкого* уровня воды в баженовском море [145]; *синие стрелки* – направление донных течений, *красные стрелки* – направление поверхностных течений

Некоторые исследователи [250] подчёркивают значительное влияние системы течений на характер формирования осадков. По мнению автора работы [250] в Северо-Сосьвинском участке и вдоль западных берегов к югу от него тёплое северное поверхностное течение благотворно влияло на развитие теплолюбивых видов двустворок, шипастых аммонитов, а также разнообразных секреционных фораминифер, сообщества которых характеризовались наибольшим разнообразием вдоль западных и юго-западных берегов баженовского моря. Отклонявшиеся к востоку ветви течения поддерживали биотический круговорот в эпипелагической части экосистемы (смотри **рис. 2.2.4**).

Поскольку, как считает автор работы [250], тёплое течение полностью замыкалось в центральной части бассейна, оно не могло существенно влиять на отдалённые и мелководные юго-восточные и восточные акватории, на морской режим которых заметное влияние оказывали крупные массивы суши на юге и востоке. Вся северо-восточная часть моря находилась под воздействием прохладных течений.

Поэтому донные сообщества (макро- и микробентос) восточных участков моря были бедны в таксономическом отношении [250].

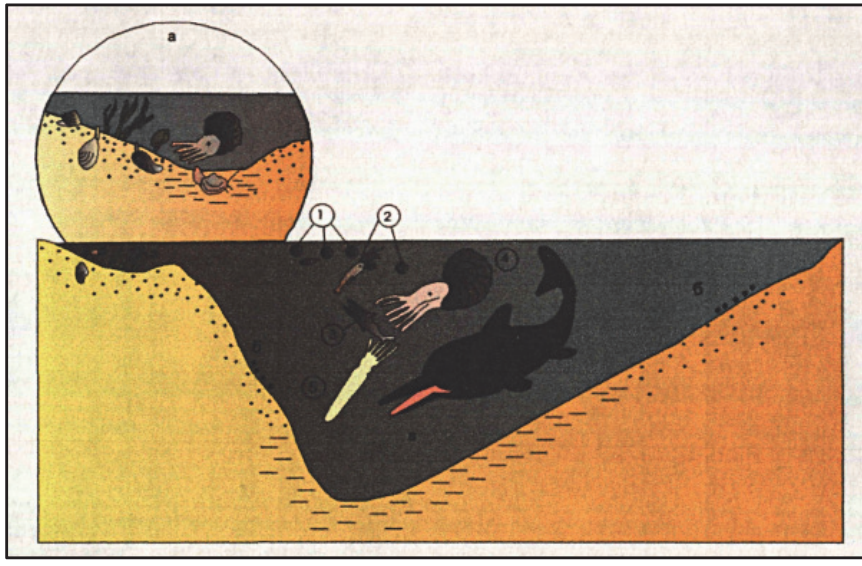


Рис. 2.2.4. Схема сообществ и трофические связи биоты баженовского моря (по Ю.В. Брадучану и др., 1986; рисунок заимствован из работы [250]);
Условные обозначения: **а** – прибрежно-морские мелководные сообщества беспозвоночных на Северо-Сосьвинском участке моря, **б** – среднесублиторальные сообщества донной микрофауны, **в** – трофические связи в пелагическом сообществе. *Цифры в кружках*: **1** – фитопланктон – одноклеточные водоросли: празинофита, кокколитофориды, динофлагеллаты, цианобактерии; **2** – зоопланктон: радиолярии, личинки беспозвоночных, низшие ракообразные; **3** – костистые рыбы; **4** – аммониты, **5** – палеокальмары и белемниты; **6** – ихтиозавры.

В течение всего баженовского времени на территории Западной Сибири господствовал субтропический климат: семиаридный на юге и семигумидный на севере [133, 177].

Среднегодовая температура вод в эпипелагиали в средневолжское время составляла от + 13^{0}С до18 ^{0}С [133]. Температура придонных вод могла опускаться на несколько градусов [133, 134] и вероятно составляла от +10^{0}С до + 12^{0}С [177].

Морской бассейн заселяли, в основном, фито- и зоопланктонные организмы (кокколитофориды, диатомеи, радиолярии, личинки беспозвоночных), а также и нектонные организмы (аммониты, белемниты, кальмары, рыбы) – смотри **рис. 2.2.4** [250]. Находки бентоса (бухии, иноцерамы) сосредоточены, главным образом, в окраинных частях палеобассейна [177, 178]. В баженовском море обитали также пелециподы, гастроподы, брахиоподы и фораминиферы [131, 177, 182].

При этом радиолярии предпочитали прохладные и умеренно-тёплые воды и образовывали большие скопления раковин и их фрагментов в осадках в виде отдельных прослоев и микролинз, составляя от 5—10 до 80—90%

породы [230]. Кокколитофориды процветали в тёплых и умеренно-тёплых водах, в значительной удалённости от источников сноса обломочного материала [230] .Дно баженовского моря заселяли двустворчатые моллюски, брахиоподы, губки, ракообразные, фораминиферы [230].

Наибольшим разнообразием и обилием макробентоса, вероятно, характеризовались мелководно-морские и прибрежно-морские обстановки [133, 224].

Палеогеографическая карта Западной Сибири в поздневолжское время показана на **рис. 2.2.5** [230].Закономерности распределения палеобиофаций по латерали и вертикали хорошо увязываются с закономерностями распределения биогенного SiO_2, концентраций $\mathbf{C_{орг}}$ в осадках и особенностями расселения бентоса [230]. **При этом подводные возвышенности дна бассейна заселялись популяциями двустворчатых моллюсков и представляли собой подводные возвышения с ракушняковыми банками, обладающими потенциально повышенными коллекторскими свойствами, и которые были более широко распространены в зоне сублиторали [230]**. В то же время, к депрессиям были приурочены, как правило, отложения глинистых илов, обогащённых биогенным кремнезёмом и $\mathbf{C_{орг}}$ [230].

Наличие большого количества планктонных и бентосных организмов обусловило высокое содержание в свите твёрдого ОВ (керогена) и биогенного кремнезёма, слагавшего раковины радиолярий и диатомей [90, 177, 230] (смотри **рис. 2.2.6**).

Источником биогенного кремнезёма в осадках баженовского бассейна служат, помимо остатков раковин радиолярий и диатомей, служили также остатки силикофлагеллят и кремниевых губок [90, 177, 230]. Некоторая часть кремнезёма, возможно, имеет хемогенное (гидротермальное) и эоловое происхождение [230].

Отличительной чертой баженовского горизонта является повышенное содержание ОВ в породах баженовской, тутлеймской, мулымьинской свит, частично марьяновской, даниловской, яновстанской и других свит [133, 182, 230]. **Одной из причин является то, что объём биогенного осадконакопления преобладал над терригенным [134].** Объёмы поступавшего в бассейн седиментации минерального вещества и темпы его седиментации были существенно ниже, чем биогенного, вследствие чего и сформировались **терригенно-биогенные осадки**[94].

Основной объём битуминозных пород, по данным И.И. Нестерова [38, 39, 132, 181], накапливался в волжское (титонское) и раннеберриасское время (баженовская, низы тутлеймской свиты) (**рисунки 2.1.4, 2.2.1**). Массовое содержание ОВ составляет от 2—3 до 25% [133, 134].

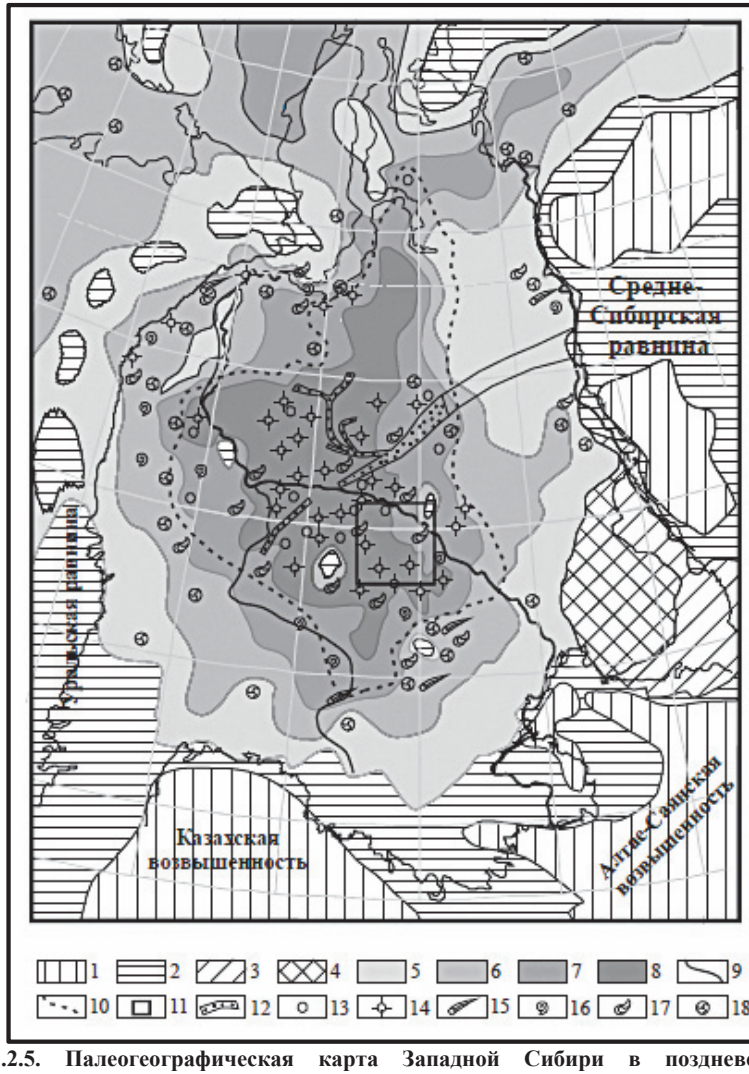


Рис. 2.2.5. Палеогеографическая карта Западной Сибири в поздневолжское время[230];

палеографические обстановки: **1** – плато, нагорья, горные области(> 600 м); **2** – области денудации (холмистое плато) (200— 600 м); **3** – аллювиально-озерно-болотная равнина (до 200 м); **4** – марши, лагуны; **5** – верхняя сублитораль; **6** – средняя сублитораль; **7** – нижняя сублитораль; **8** – псевдобатиаль;

границы: **9** – Западной Сибири; **10** – битуминозных отложений; **11** – район исследований работы [230]; **12** – аномальные разрезы;

органические остатки: **13** – кокколитофориды; **14** – радиолярии;**15** – белемниты; **16** – аммониты; **17** – двустворчатые моллюски; **18** – фораминиферы.

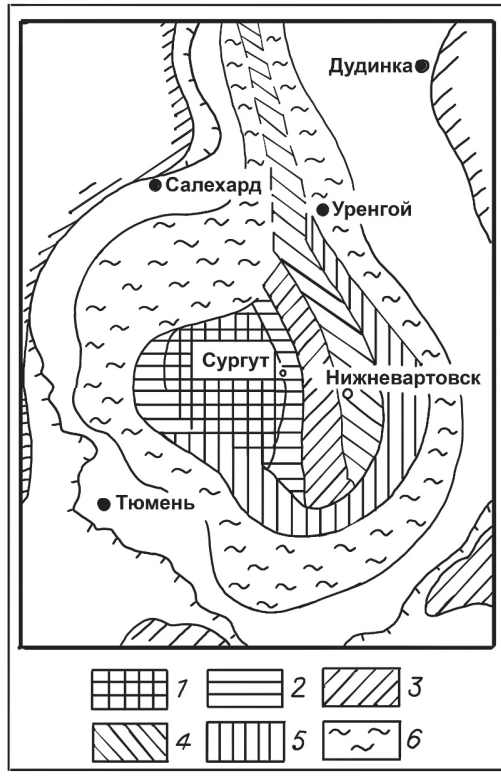


Рис. 2.2.6. Содержание биогенного кремнезёма в битуминозных отложениях Центральной впадины [177];
1 – более 25%, **2** – 22—25%, **3** – 20—22%, **4 –** 15-—20%, **5 –** 10—15%, **6** – менее 10%

По мнению В.А. Захарова [133], высокое содержание ОВ в породах баженовской свиты вызвано рядом причин: «огромными размерами зеркала (порядка 2,2 млн км^2); наличием псевдоабиссальной впадины глубиной порядка 500 м; **системой поверхностных и донных течений**; низкой окружающей сушей и вялотекущими процессами выветривания в условиях квазисубтропического климата, семигумидного на севере и семиаридного на юге. Сохранению ОВ способствовали: режим «седиментационного голодания» во впадинах; полузамкнутый характер моря; наличие порога на выходе в открытый арктический бассейн. Благодаря вертикальным движениям на месте этого порога периодически возникали благоприятные для консервации ОВ аноксидные условия».

Следует отметить, что период накопления битуминозных пород относится ко времени относительного тектонического покоя на суше [133], где в условиях сглаженного рельефа, тёплого и влажного гумидного климата

преобладали процессы химического выветривания пород, а интенсивность их механической денудации была весьма низкой [94, 133]. При этом источники сноса осадочного материала располагались в титон-раннеберриасское время во внешних районах обрамления Западно-Сибирской плиты (Урал, Казахстан, Алтай, Саяны, Таймыр, Сибирская платформа) [94, 184, 185]. Возможно, имело место и поступление осадочного материала в Южно-Карскую впадину со стороны Северо-Карской плиты [97].

Однако, как и по всем вопросам, связанным с баженовской свитой, у специалистов существует набор различных мнений и гипотез, отличающихся от вышеописанной основной. Например, А.Г. Тарасов [183] считает, что формирование пород баженовского горизонта происходило *в морском заливе с повышенной солёностью, в период максимальной аридизации климата.* При этом во внутренней части бассейна (в Центральной впадине) существовала халистатическая зона (то есть – центральная более спокойная зона циркуляционного потока) с повышенной солёностью.

Установлено, что придонные иловые воды Центральной впадины были заражены сероводородом, то есть характеризовались отсутствием кислорода (аноксия) [133, 164, 177, 191], на что указывает большое количество пиритизованных остатков фауны. Такая обстановка характерна именно для Центральной впадины, поскольку на западе, востоке и юге море было значительно более мелководным [133], а породы содержат малое количество ОВ. Ещё на ранних этапах изучения свиты отмечалось, что сероводородное заражение имело место лишь в отдельных частях бассейна [192]. Весьма важно, что, согласно А.Э. Конторовичу [101], **«облако» сероводородного заражения или дефицита кислорода в водах бассейна не оставалось постоянным, а меняло свои размеры, «дышало», мигрировало, а, может быть, и вовсе исчезало в отдельные отрезки времени».** Такой же точки зрения придерживаются и авторы работ [164, 177, 191, 230]. Причём согласно работе [191] зона сероводородного заражения перемещалась как по вертикали, так и по площади бассейна.

Такая изменчивость окислительной обстановки способствовала значительной изменчивости свойств и количества ОВ в скелете пород (смотри ниже **Часть V**).

Толщина отложений баженовской свиты, содержащей углеводороды, колеблется от 10—12 до 35—40 м, достигая на отдельных участках 60 м [86].

Отметим, что пластовая температура по площади баженовской свиты также изменяется достаточно заметно: от 80^0С до 134^0С [91]. Для примера на **рис. 2.2.7** показана карта пластовых температур в районе деятельности ОАО «Сургутнефтегаз» по данным В.П. Сонича и др.[95].

Пластовое давление варьирует от гидростатического до намного более высоких значений, коэффициент аномальности равен 1,3—1,6 [134,138]; для примера на **рис. 2.2.8** показана карта пластовых давлений по данным В.П. Сонича и др. [95].

Заметная изменчивость термобарических условий по площади распространения баженовской свиты способствовала и площадной изменчивости литологического состава пород, количества и степени преобразования ОВ, состава нефти (смотри ниже **Часть V**).

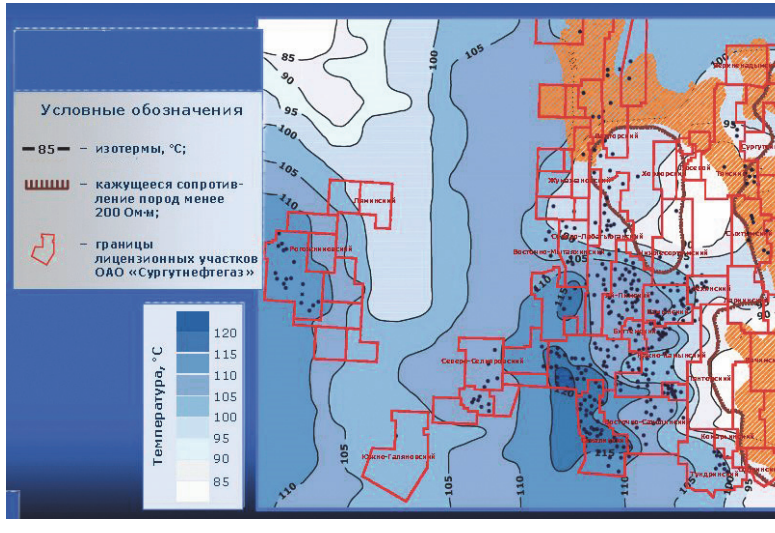


Рис. 2.2.7. Карта температур в баженовской свите [95]

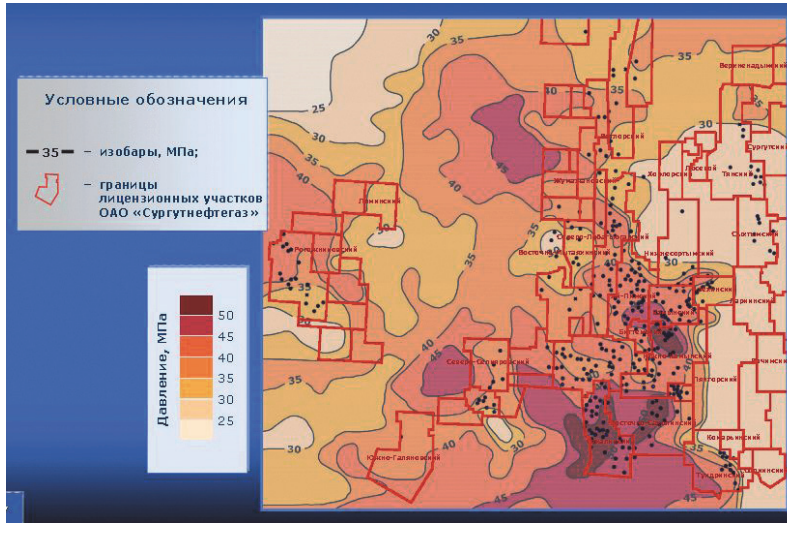


Рис. 2.2.8. Карта максимально возможных пластовых давлений [95]

2.2.2. Изменчивость условий осадконакопления в рамках классической модели и фациальное районирование БС

В основополагающих работах по формированию баженовской свиты [38, 39, 41, 86—97, 101, 107, 113, 114, 129, 132—139, 141, 144, 145, 164, 177, 186, 187] утверждается, что, **в масштабах всего бассейна**, формирование пород БС происходило в основном в относительно спокойной морской обстановке, без серьёзных тектонических катаклизмов, в период затухания тектонической активности [246]. Это обстоятельство, как показано ниже в **пп. 2.4.2—2.4.4**, является одной из причин того, что породы БС сложены небольшим числом породообразующих компонентов.

Тем не менее, классическая картина формирования отложений баженовской свиты включает в себя несколько таких процессов осадконакопления, которые в сочетании с огромной площадью баженовского бассейна **заведомо должны приводить к высокой степени локальной пространственной неоднородности отложений, что отмечается всеми исследователями баженовской свиты** [38, 39, 41, 86—97, 101, 107, 113, 114, 129, 132—139, 141, 144, 145, 164, 177, 186, 187, 246].

В качестве одного из примеров можно привести тот факт, что, как отмечается в работе [90], при формировании отложений баженовской свиты, упомянутые выше неоднократные колебания уровня морского бассейна приводили к накоплению и чередованию глинистого, кремнистого и карбонатного вещества, осаждавшихся **неравномерно** на дне моря. Во время обмеления эпиконтинентального бассейна в мелководных участках имело место чередование подводных возвышенностей и иловых впадин различной глубины, но не менее 100—200 м. На приподнятых участках происходило активное накопление карбонатного вещества, а в депрессионныхзонах, где бентоса было значительно меньше, накопление карбонатного вещества практически не происходило [90]. В связи с этим в Широтном Приобье [90] отмечается приуроченность ракушняковых банок, сложенных органогенно-обломочными карбонатными отложениями, к наиболее приподнятым участкам морского дна. В глубоководных же депрессионных зонах сублиторали и относительно более глубоководных частях бассейна содержание карбонатных минералов значительно меньше, поскольку происходило накопление кремнисто-глинистых осадков.

На условия осадконакопления, как отмечено в работе [246], влияли и неоднократные тектонические движения блоков фундамента, которые периодически выводили дно осадконакопления в зону мелководья, либо полностью из-под уровня моря; это создавало возможность размыва отложившихся ранее осадков или перерыв в осадконакоплении.

В качестве ещё одного примера можно привести данные диссертации [92], в которой на основании результатов большого объёма литологических исследований сделан вывод, что кремнисто-глинистые породы и силициты являются продуктом медленной седиментации, а аргиллиты обязаны своим происхождением седиментации из турбидитных потоков. При этом, как отмечается в [92], **турбидитные потоки распределялись по площади и во времени неравномерно, и столь же неравномерно отлагались и соответствующие им осадки.**

Изложенные выше особенности процессов осадконакопления БС в рамках классической модели, которые должны приводить к пространственной неоднородности пород, кратко можно сформулировать следующим образом.

1. Прогибание дна моря, последовательное изменение глубины различных участков дна, и, соответственно, **изменение во времени характера формирующихся минеральных и органических осадков в одной и той же пространственной области дна моря или даже в близко расположенных областях**.
2. Непостоянство степени сообщаемости баженовского моря с северным океаном, сопровождающееся переменным во времени притоком тёплых поверхностных и более холодных придонных вод, **изменяющих содержание кислорода в воде и условия консервации органических остатков**.
3. **Неоднократные колебания уровня морского бассейна.**
4. **Наличие сложной системы течений**: *вдольбереговых,циклонических, конвекционных* (за счёт разной плотности воды на поверхности и в придонных частях, а также вызванные штормовыми ветрами), *апвеллинга* (чему способствовала асимметрия бассейна); *существование многочисленных завихрений и круговых течений разного пространственного масштаба*, с наличием относительно спокойных зон в центре таких вихрей; *наличие турбидитных потоков*, например, низкой плотности и скорости в юго-восточной части Обь-Иртышского междуречья на начальном и конечном этапах формирования баженовской свиты [164].
5. В глубоководных участках эпиконтинентального бассейна возможное **гравитационное смещение осадков вниз по подводным склонам** за счёт оползней и действия мутьевых потоков [90].
6. **Непостоянство солёности вод** в течение геологического времени.
7. **Непостоянство во времени и пространстве величины и пространственного расположения зон сероводородного заражения** в водах бассейна.
8. Заметная **изменчивость термобарических условий** по площади распространения баженовской свиты.

Эти обстоятельства являются одной из причин высокой пространственной изменчивости пород баженовской свиты в кратко описанной выше классической схеме её формирования.

Естественно, на протяжении всего времени изучения свиты предпринимались попытки выявить определённые закономерности в этой изменчивости, прежде всего, путём фациального районирования зоны распространения пород свиты. Результаты подобного районирования, выполненного И.И. Нестеровым в 2007 году, показаны на **рис. 2.2.9**.

Результаты одного из последних исследований в этом направлении приведены в работе [134], выполненной на основе более ранних опубликованных исследований [177] и данных, полученных в работе [134] (смотри **рис. 2.2.10**).

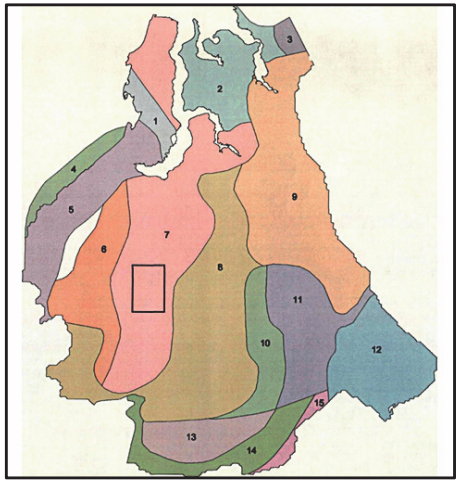


Рис. 2.2.9. Схема литолого-фациального районирования верхней юры Западной Сибири (по И.И. Нестерову, 2007) и район исследований работы [90]

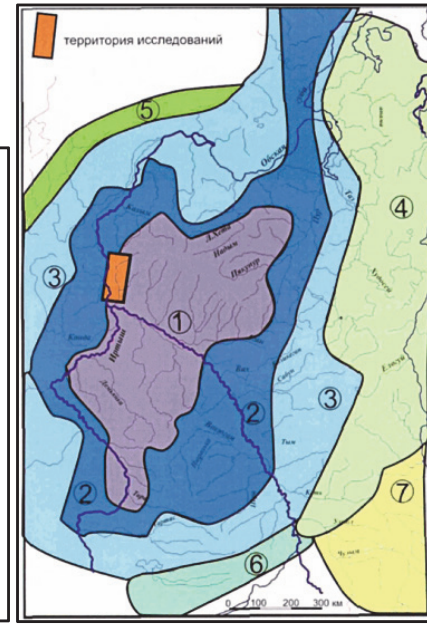


Рис. 2.2.10. Карта фаций баженовского горизонта Западно-Сибирской равнины [134]; номера соответствуют перечисленным в тексте фациям; «территория исследований» – район исследований в работе [134]

Всего в работе [134] было выделено семь основных фаций:

1. *Фация глинисто-кремнистых битуминозных отложений с прослоями апорадиоляритовых карбонатов* в центральной части Западной Сибири. Фация сложена глинистыми опоками битуминозными, часто чередующихся с прослоями апорадиоляритовых известняков и доломитов, редко – чистых радиоляритов.
2. *Фация карбонатно-кремнисто-глинистых битуминозных отложений* обрамляет предыдущую фацию полосой до 400 км. Это тонко отмученные массивные глинисто-кремнистые битуминозные породы с прослоями известняков и радиоляритов.
3. *Фация слабобитуминозных глин* обрамляет предыдущую фацию полосой до 300 км. Глины тонкоотмученные, массивные, аргиллитоподобные, кремнистые, слабо битуминозные, с прослоями известняков и радиорялитов.
4. *Фация глин и аргиллитов с редкими прослоями песчаников и алевролитов;* располагается на востоке Западной Сибири полосой до 300 км.
5. *Фация алевролитов и песчаников с глауконитом, лептохлоритом, гравием и ходами червей*, занимает крайнее северо-западное положение и прослеживается на расстоянии около 900 км полосой около 70 км.
6. *Фация зелёных песчаников с прослоями известняковых глин* располагается на юге территории узкой полосой до 50 км шириной.
7. *Фация песчаников с прослоями алевролитов и глин* развита на юго-востоке.

Расположение соответствующих фациальных зон показано на **рис. 2.2.10**.

На основании фациального районирования были выделены пять обстановок осадконакопления [134], а именно, формирования:

– наиболее глубоководных кремнистых сильно битуминозных отложений (фации 1 и 2);
– глубоководных глинистых слабо битуминозных отложений (фация 3);
– мелководных не битуминозных песчано-глинистых отложений (фация 4);
– мелководных небитуминозных глинисто-песчаных отложений (фации 5 и 6);
– небитуминозных алеврито-песчаных отложений верхней сублиторали (фация 7).

Такое районирование, исключительно важное с геологической и практической точек зрения, отражает изменчивость пород лишь очень крупного пространственного масштаба. Выделяются лишь крупные зоны, в сущности, отличающиеся обстановками осадконакопления.

Следует также отметить, что само понятие «фация» весьма неоднозначно [134, 189, 190]. Оно было введено в геологию швейцарским геологом А. Грессли в XIX веке для обозначения изменений состава

осадочных горных пород и заключённых в них органических остатков в структурных частях одного стратиграфического горизонта (или иной стратиграфической единицы) на площади его распространения.

В современном толковании существуют два варианта понимания фации [134, 189, 190]:

– фация – порода, возникающая в определённой обстановке;
– фация – обстановка осадконакопления (современная или древняя), овеществлённая в осадке или породе.

Оба эти определения достаточно близки друг к другу. Выделение фаций учитывает чёткую взаимосвязь ряда факторов, определяющих особенности пород [189, 190]:

1) литологического состава породы (осадка) и соответствующих органических остатков;

2) физико-географической обстановки седиментации;

3) геологического возраста – принадлежность фации определенному стратиграфическому горизонту.

Само понятие фации предполагает в выделенной зоне лишь наличие определённых (чаще всего, качественных) особенностей пород, отличающих их от пород других зон горизонта. Нередко даже вводят различные виды фаций, под которыми понимают **зоны с характерными частными особенностями пород или среды осадконакопления**. Например, по условиям, существовавшим на разных стадиях осадочного процесса – *фация метаморфизма*; по геохимическим показателям – *геохимические фации*; по типам обстановок осадконакопления; по составу осадков; по стадиям изменения пород; по органическим остаткам; по физическому состоянию среды (*тепловодная, субаэральная и так д*алее); по тектоническим признакам, в частности, по интенсивности тектонических деформаций [189, 190].

Само по себе выделение той или иной фациальной зоны в принципе может не давать информации о степени изменчивости тех или иных признаков и количественных параметров пород в самой этой зоне. **И принадлежность двух месторождений к одной и той же фациальной зоне ещё не означает автоматически равенства или близости исходных параметров для их численного геологического или гидродинамического моделирования**. **Тем самым автоматически не обеспечивается возможность использовать при численном моделировании исследуемого месторождения значения параметров, определённых на другом месторождении той же фациальной зоны.**

Как показано далее, в пределах обширных фациальных зон отложений баженовской свиты - существует значимая неоднородность более мелкого пространственного масштаба, весьма существенная для численного моделирования разработки.

2.3. Неклассические механизмы формирования пород баженовской свиты

2.3.1. Аномальные разрезы баженовской свиты

В 1979 году в баженовской свите были выявлены совершенно особые и нехарактерные для неё разрезы [193], получившие название **«аномальные» (АР).** В них **битуминозные глины, слагающие указанный горизонт, расслоены песчаными и глинистыми, не битуминозными, породами [94].**

В пределах выделенных аномальных зон отмечается увеличение мощности баженовской свиты, вызванное наличием этих терригенных отложений [94]. В частности, на территории Среднеобского геоблока, объединяющего Сургутский и Вартовский своды и Северо-Сургутскую и Северо-Вартовскую мегатеррасы, за пределами аномальных зон мощности отложений баженовской свиты составляют 14—33 м**, а в зонах аномальных разрезов – от 40 до 140 м** [94], хотя встречаются разрезы, в которых толщина баженовской свиты составляет лишь несколько метров или даже полностью отсутствует [206].

Схематический пример строения подобных аномальных разрезов показан на **рис. 2.3.1**.

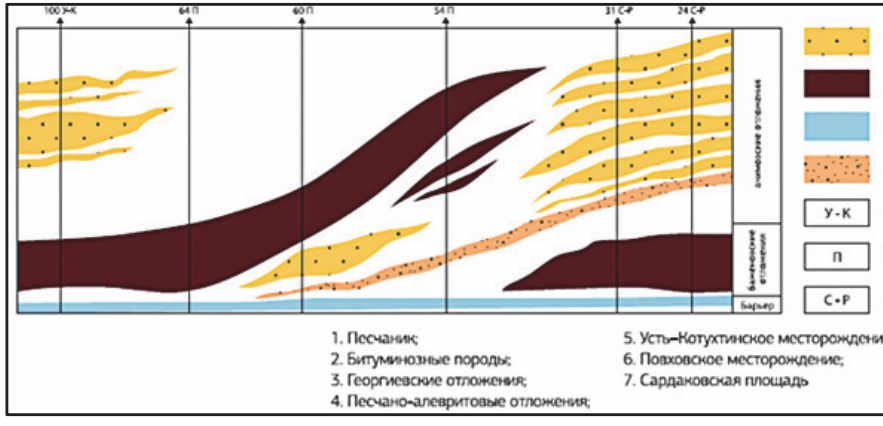


Рис. 2.3.1. Схематический пример строения аномальных разрезов баженовской свиты [94]

В Среднем Приобье такие разрезы вскрыты на 17 площадях [164] (Тагринской, Поточной, Урьевской, Широковской, Курганской Явинлорской, Утлорской, Метельной – Назаргалеевское месторождение, Авачинской, Назьшской, Средненазымской, Ковровой, Ай-Пимской, Маслиховской, Северо-Алехинской, Студеной, Сыхтынглорской – Ульяновское

месторождение и других), причём в таких разрезах обнаружены нефтепроявления и притоки нефти [164]. Притоки нефти, как и промышленные, так и непромышленные, характерны для территории, расположенной по линии месторождений Тундринское-Маслиховское-Алехинское-Тянское и западнее их. Восточнее этой границы небольшие притоки нефти получены в некоторых скважинах Конитлорского, Тянского и Тевлинско-Русскинского месторождений.

Зоны аномальных разрезов распространены практически на всей территории баженовской свиты (смотри **рис. 2.3.2** [206, 207]); а на **рис. 2.3.3** они показаны более детально для района, исследованного в работе [95].



Рис. 2.3.2. Размещение зон аномальных разрезов баженовской свиты [206, 207];
1 – антиклинальные структуры и их названия, **2** – зоны аномальных разрезов, **3** – административные границы

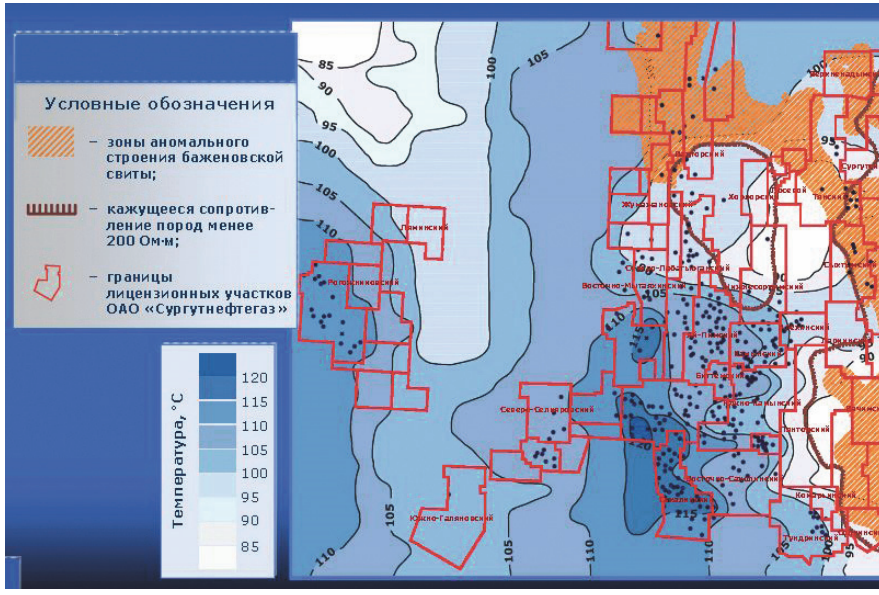


Рис. 2.3.3. Зоны аномального строения баженовской свиты в районе, исследованном в работе [95]

В аномальных разрезах, залегающих среди битуминозных отложений, встречаются прослои сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин [94].Многие исследователи (смотри обзор в работе [94]) отмечают, что глинистые сероцветные породы чаще всего представлены серыми уплотнёнными глинами, обычно слабоалевритистыми, с раковистым и неровным изломом. Песчаники светло-серые преимущественно средне- и мелкозернистые с глинисто-карбонатным и карбонатно-глинистым (каолинит-хлорит-кальцитовым) цементом порового и базального типа.

Для пород, слагающих «аномальные» разрезы, очень характерно развитие оползневых и флюидальных текстур, трещин, нептунических даек, зеркал скольжения [194]. В аргиллитах выделяются трещины различных форм, выполненные песчаным материалом. При изучении кернового материала отмечено, что контакты между литологическими разновидностями резкие, без изменения зернистости; представляют собой зеркала скольжения с характерной штриховкой [94].

Согласно работе [206], физические и геометрические параметры пластов и прослоев АР по площади значительно варьируют, а по результатам анализа керна битуминозные породы расколоты многочисленными трещинами, расчленены на отдельные прослои и линзы, а в небитуминозных породах встречаются обломки разных размеров и степени окатанности.

По сути, в районе распространения аномального разреза строение БС отличается от «нормального», преимущественно, расчленением БС на три

зоны: толща битуминозных глин делится на две, как правило, существенно отличающиеся по мощности, пачки «нормальных» битуминозных пород, а между ними залегает сильно дислоцированная песчано-алевролитовая «аномальная» толща. В большинстве случаев верхняя пачка «нормальных» битуминозных пород по мощности существенно превышает нижнюю пачку, вплоть до полного отсутствия последней, однако, в отдельных случаях существенно более мощная пачка расположена именно в нижней части АР.

2.3.2. Механизмы образования аномальных разрезов

Существуют различные воззрения на механизм образования таких аномалий [94, 164]. Все существующие гипотезы формирования аномальных типов разреза баженовской свиты могут быть условно поделены на две группы: конседиментационные (клиноформные), и постседиментационные (оползнево-турбидитные).

На ранних стадиях их изучения предполагалось, что АР возникли в результате различных течений:

– подводных [193, 196], в том числе «глубоководных течений, вещество которых приносилось и отлагалось практически мгновенно и по генезису близко к отложениям мутьевых и зерновых потоков, контуритам, дебритам, подводным гравитационным оползням, свалам и другим подобным образованиям» [200, 228];
– сверхдальних турбидитных потоков, связанных с авандельтой крупной реки, стекавшей с северо-западной оконечности Сибирской платформы и впадавшей в баженовское палеоморе [197];
– морских течений – поскольку «аномальные» зоны имеют субмеридиональное простирание и параллельны береговой линии; в том числе, рассматривались морские пульсационные течения в волжском палеоморе, которые могли формировать песчаные линзы [196, 198, 203, 204].

При этом в турбидитной модели отрицается связь зон аномальных разрезов баженовской свиты с ачимовскими отложениями.

Иная гипотеза [194, 198, 207], **на сегодняшний день основная**, объясняет подобные переслаивания АР внедрением в листоватые слаболитифицированные осадки «нормальных» баженовских отложений – **оползней**, возникающих на седиментационном склоне неокомского осадочного бассейна [94, 198, 207]. Соответственно, переслаивания интерпретируются как оползневая брекчия, состоящая из смеси фрагментов пород неокомского и верхнеюрского возрастов.

Гипотеза в значительной мере основывается на том, что при исследовании керна отмечаются признаки следов течения и волочения, разрез имеет характерный облик тела пластического оползня, отмечается наличие оползневых и флюидальных текстур, трещин, нептунических

даек, зеркал скольжения [194, 210]. Вкрест простирания подобные геологические тела характеризуются следующей особенностью: «битуминозные породы, сливающиеся в западных скважинах в единое тело баженовской свиты, в восточном направлении расклиниваются песчано-глинистыми породами, затем резко на коротких расстояниях переходят в нормальные разрезы баженовской свиты» [88, 195].

Считается, что при циклических понижениях уровня моря, сильных штормах происходило сбрасывание значительных масс терригенных осадков в глубоководную зону [198]. Крупные оползневые массы, создавая значительную нагрузку на подстилающие образования, приводили к их разрыву и смятию в зонах наибольшей неоднородности упруго-деформационных свойств пород. При таких нагрузках битуминозные глины, обладающие физическими свойствами, резко отличными от подстилающих пород, отрывались от прочно литифицированных (ещё в диагенезе) конкреционных образований, залегающих в кровле георгиевской свиты, деформировались, раскалываясь на отдельные прослои, промежутки между которыми заполнялись песчано-глинистым материалом, поступающим в оползнях» [198, 204].

Согласно данной теории, песчано-алевролитовые отложения внутри АР и ачимовская толща представляют собой единое тело [210].

Аналогичные утверждения содержатся и в работах [94, 203], при этом в первой работе вывод сделан на основании изучения керна и шлифов по разрезам скважин Тевлинско-Русскинского месторождения.

Авторы работы [214] по результатам тщательной обработки геофизической и керновой информации на Северо-Конитлорском месторождении также пришли к выводу, что пласты внутри и вне АР представляют собой единое геологическое тело. При изучении керна в работе [214] получено, что «для пластов, как вне АР, так и внутри него, характерны зоны трещиноватости, сопровождаемые зеркалами скольжения, дроблением отдельных слоёв, инъекционным продавливанием одного типа пород в другие, оползневыми текстурами, что свидетельствует о достаточно мощных процессах деструкции. Но при этом битуминозные глинистые отложения баженовской свиты и подстилающие отложения георгиевской свиты зачастую остаются ненарушенными».

Авторы работы [214] считают, что, помимо оползневых процессов, значительный вклад в формирование АР внесли турбидитные потоки.

Уточнение оползневого механизма содержится в работе [205], согласно которой баженовская свита формировалась в несколько этапов, в соответствии с этапами формирования соответствующих толщ ачимовской пачки. Формирование каждого единичного оползня происходило в конце накопления соответствующих пластов ачимовской пачки. На склоне дельты, уклон

которого достигал более 10 м на километр, образовывалась некоторая критическая масса песчано-алевролитовых пород, в основании которой находилась глинистая пачка с тонко отмученным прослоем. Когда величина массы грубообломочных пород превышала некоторый критический порог, она начинала скользить по поверхности глин. Пусковым механизмом отрыва горных пород могли служить внешние силы, например, тектонические подвижки, землетрясения, штормовые волны и тому подобное.

Данные о возрасте аномальных разрезов, основывающиеся на палеонтологических находках, немногочисленны [94, 194]. Но они всё же указывают на то, что сероцветные отложения в зоне аномальных разрезов баженовской свиты **моложе битуминозных аргиллитов**, слагающих данный объект. Таким образом, скорее всего, сероцветные глины, алевролиты, песчаники внедрялись в уже имевшиеся битуминозныеотложения [194, 214].

В работе А.В. Осыка [94] обе гипотезы – течений и оползней, как и в статье [214], в определённой степени объединены: «зоны аномальности приурочены, скорее всего, к подвижным подводным долинам, которые формировались в конце берриаса или начале валанжина под действием морских течений, вдоль нижних склонов лавинных осадков, образованными сгонными движениями вод. Данное представление исходит из того, что в районе распространения аномальных разрезов отмечаются: значительные масштабы проявления процессов оползания; приуроченность их к нескольким субмеридиональным зонам, вытянутым параллельно береговым линиям; значительная дислоцированность пород – и вместе с тем часто отмечается пластообразная форма отдельных обломков битуминозных пород» [94].

При этом оползневое образование АР, связанное с внедрением ачимовских отложений в баженовские (в берриас-валанжинское время) характерно для западной части территории, исследованной в работе [94]. При этом допускается, что обвалы, оползни происходили и в баженовское время на рубеже юры и мела.

В центральной и восточной частей изученной в [94] территории были существенны процессы периодического кратковременного сброса терригенного материала в раннебаженовское время – за счёт пульсационных течений в волжском палеоморе. При том и другом механизме терригенный материал разносился течениями, турбидитовыми потоками, образуя субмеридиональные полосы [94].

В работе [200] высказывается мнение, что терригенные отложения в глубоководной части бассейна могли образоваться в и процессе **свалов с уступов склонов дна моря**, на которые они приносились глубоководными морскими течениями, направленными вдоль этих склонов.

В работе [216] выявлено два типа внедрений ачимовских отложений в баженовскую толщу. В первом типе, встреченном на Южно-Конитлорском, Курраганском и Восточно-Придорожном месторождениях, в формировании

АР участвуют несколько различных ачимовских пластов; при этом каждый ачимовский пласт внедряется в тело баженовской свиты, формируя собственные песчано-алевролитовые линзы в АР. В результате многоактного процесса внедрения формируется разновозрастное, сложноустроенное, ачимовско-баженовское тело.

Второй тип отмечен на Выинтойском, Южно-Выинтойском, Западно-Котухтинском и Кустовом месторождениях и характеризуется тем, что песчано-алевролитовые линзы в теле АР сформированы только нижним ачимовским пластом **Ач$_3$**, в то время как вышележащие пласты **Ач$_2$** и **Ач$_1$** не имеют одновозрастных аналогов в теле АР. Более молодые пласты **Ач$_2$** и **Ач$_1$** согласно залегают на нижележащих отложениях, выполняя сформированный рельеф и выклиниваясь на поднятиях, сформированных АР.

Модель, отличающаяся от оползневой, – «модель палеоостровов» – сформулирована в работе [208]. Согласно этой гипотезе и внедрившиеся породы, и вмещающие их битуминозные породы, типичные для баженовской свиты, являются одновозрастными, а наличие песчано-алевритовых отложений среди битуминозно-глинистых вызвано изменением условий осадконакопления. Тем самым **отрицается гидродинамическая связь баженовских и ачимовских отложений**. Формирование песчано-алевритовых отложений происходило в волжском палеоморе при существенной роли морских пульсационных течений. В результате с областей размыва периодически транспортировался ранее накопившийся терригенный материал. При этом основную роль играли местные источники сноса обломочного материала, находившиеся в пределах самой акватории в виде островных выступов. Тогда «песчано-алевролитовые прослои в разрезе баженовской свиты могут представлять собой продукт размыва песчаных пластов нижележащих стратиграфических горизонтов (Ю$_1$ и даже Ю$_2$) на приподнятых горстообразных блоках морского ложа» [210].

Оригинальная **седиментологическая гипотеза, противоречащая всем описанным выше подходам**, выдвинута О.М. Мкртчаном [199]. Предложенная им «клиноформно-слоистая модель регионального строения битуминозно-глинистых баженовских слоёв», основывается преимущественно на анализе волновой картины на временных сейсмических разрезах. Согласно этой модели, «в пределах Западно-Сибирской плиты с востока на запад происходит неоднократное региональное выклинивание баженовских литофаций и появление новых подобных литофаций на несколько более высоком стратиграфическом уровне, в тесной пространственно генетической связи и по тому же закону, что и миграция ачимовских клиноформ» [86, 87, 88, 199]. Таким образом предполагается концентрированное накопление битуминозных глин в узкой полосе, примыкающей к основанию континентального склона [86].

Фактически в этой модели баженовские битуминозные породы рассматриваются не как единое геологическое тело, а являются разновозрастными и разобщёнными в пространстве специфическими, наиболее глубоководными фациями различных по возрасту клиноформ, последовательно и постепенно заполнявших глубоководный некомпенсированный бассейн. Тогда песчаные пласты в баженовской свите рассматриваются как нижние отложения неокомских клиноформ; эти пласты замещали, а в трансгрессивные этапы перекрывали ранее сформировавшиеся ачимовские песчано-алевритовые пласты [199, 206]. Схематично такая модель строения БС показана на **рис. 2.3.4** [211].

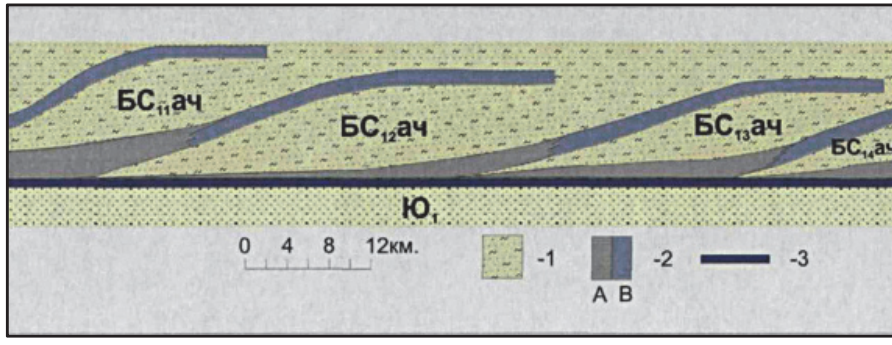


Рис. 2.3.4. Модель строения верхнеюрско-нижнемеловых отложений (Сургутский район) [211];
1 – регрессивные песчано-алевролито-глинистые пласты; **2** – трансгрессивные; **3** – георгиевская свита, **А** – битуминозно-глинистые пласты, **В** – глинистые пласты

Согласно этой модели отложения баженовской свиты являются разновозрастными [212, 213], в отличие от модели оползневой или морских течений; возраст этих отложений в модели О.М. Мкртчана должен простираться от волжского века до аптского яруса [134], что пока палеонтологическими исследованиями не подтверждается [94,134, 194].

Сходные с работой [199] идеи высказаны в работе [203], согласно которой накопление относительно глубоководных битуминозно-глинистых осадков происходило периодически (неоднократно), но кратковременно, в течение позднеюрско-раннемелового трансгрессивно-регрессивного цикла.

Область их седиментации не распространялась каждый раз на весь бассейн, а контролировалась строго определёнными палео-геоморфологическими зонами и фациально-геохимическими обстановками.

По мнению авторов работы [203] зоны аномальных разрезов представляют собой односторонние клиновидные тела, раскрывающиеся и переходящие в ачимовские клиноформы в восточном направлении, и выклинивающиеся до толщины обычной баженовскойпачки – в западном.

При этом верхняя и нижняя битуминозные пачки в АР являются разновозрастными, сформировавшимися последовательно, а песчано-алевритовая пачка характеризует соответствующие изменения в динамике осадконакопления, наблюдавшиеся между двумя относительно спокойными периодами.

Однако существует ряд керновых данных [88, 94, 194, 195, 214], не согласующихся с чисто клиноформенными гипотезами. Во-первых, на участках, граничных между толщами внедрения и вмещающими породами, часто наблюдаются брекчии из остроугольных обломков, характеризующих катастрофический характер осадконакопления, а во-вторых, как указано выше, возраст толщ внедрения датируется, как неокомский, а верхних пачек пород – как более древний, обычно верхнеюрский [88, 94, 194, 195, 214].

Помимо этих, основных, существуют и иные гипотезы, учитывающие роль тектонических явлений.

В работе [201] появление аномальных разрезов связывается с горизонтальными дизъюнктивными дислокациями (надвигами).

В докладе [202] аномальные разрезы формировались на стадии диагенеза в несколько циклов в результате неравномерного одностороннего сжатия баженовской свиты, которое вызвано нагрузкой, создаваемой вышележащим клиноформным комплексом.

И.С. Гутман в 2011 году на основе детальной корреляции разрезов скважин по ряду месторождений Когалымского нефтегазоносного района выдвинул гипотезу, что зонам развития клиноформ в ачимовской толще соответствуют мегапрогибы в юрских отложениях, а также многочисленные зоны разломов, выявленные в тех же отложениях. Тогда зоны АР сформировались в результате погружения отдельных блоков по конседиментационным субвертикальным разломам [209], в процессе волнообразных прогибаний отложений, залегающих ниже баженовской свиты, которые одновременно сопровождались и формированием тектонических блоков.

В статье [210] отмечено, что зоны АР часто приурочены либо к восточной стороне тектонических куполов и поднятий, либо к зоне тектонических разломов. По мнению автора статьи [210], в первом случае, при резком обвале ачимовских пород, они врезались в преграду, созданную поднятием, и прорывались в ещё пластичные глины баженовской свиты, оказываясь в середине пласта. В зоне же тектонических нарушений сползающая ачимовская толща врезалась в приподнятый блок, оказываясь под пластом баженовских глин, практически не нарушая их текстуру.

2.3.3. Значимость зон аномальных разрезов для добычи нефти

Зоны с аномальными разрезами содержат значимую долю ресурсов нефти в отложениях баженовской свиты. При анализе соответствующих материалов следует учесть, что в различных публикациях авторы по-разному подходят к подобным оценкам. В некоторых работах приводятся суммарные данные не только по самой баженовской свите, но и по её соседним аналогам; в некоторых исследованиях, в соответствии с данными предыдущего подраздела, в зонах АР баженовская свита и ачимовские отложения рассматриваются как единый гидродинамический бассейн [94, 139, 203, 210, 214, 217]; тогда приводятся суммарные оценки для объединённых баженовско-ачимовских отложений.

Одним из дополнительных косвенных признаков того, что в зонах АР баженовские и ачимовские отложения гидродинамически связаны, является то, что наличие зоны АР баженовской свиты является своеобразным поисковым признаком для обнаружения залежей УВ в пластах ачимовской толщи [206, 215]. По мнению авторов статьи [206], «единство пластов ачимовско-баженовского комплекса свидетельствует о возможности их широкой гидродинамической связи, что позволяет считать ачимовскую толщу в зонах развития аномальных разрезов баженовской свиты важным и перспективным объектом поиска углеводородов. Особенно актуальным этот вопрос является для территории Сургутского свода, где аномальные разрезы баженовской свиты имеют широкое распространение [206, 207], а выявленные залежи в ачимовском интервале разреза на большинстве месторождений с АР баженовских отложений приурочены именно к таким участкам».

По утверждению авторов работы [139] АР баженовской свиты обладают высоким потенциалом нефтеносности и на текущий момент добыча нефти из баженовской свиты ведётся в основном именно из разрезов аномального строения (!).

На сегодняшний день в ХМАО открыто 172 залежи баженовско-абалакского НГК [139], из них 78 залежей специалистами ГП «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана» [139] отнесено непосредственно к баженовской свите, 44 – к абалакской свите в составе баженовско-абалакского НГК, 16 – совместно к абалакской и баженовской свитам, **33 – к зонам аномального строения баженовской свиты, 1 залежь – к зоне аномального строения разрезов баженовской свиты в составе васюганского НГК** (смотри **рис. 2.3.5**).

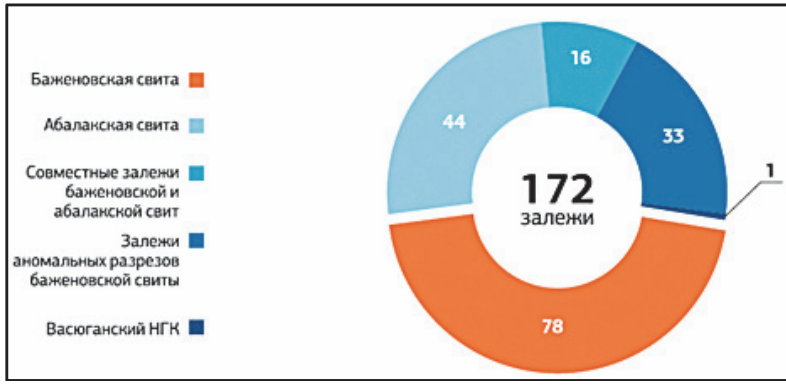


Рис. 2.3.5. Структура объектов баженовско-абалакского НГК [139]

При этом далеко не все залежи открыты, поскольку интерес к баженовской свите и интенсивность её изучения достаточно сильно менялись на протяжении десятков лет. Например, на **рис. 2.3.6** [217] показано распределение по годам числа открытых залежей баженовско-абалакского НГК (без васюганского НГК). Видно, что основное число открытий пришлось на один из последних пиков интереса к баженовской свите как объекту нефтедобычи; в последующем, ввиду снижения объёмов геолого-разведочных работ на этот объект, число открываемых залежей было незначительным.

За последние 20—30 лет аномальные разрезы БС вскрыты бурением более чем на 60 площадях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ) [217]. При продвижении на запад количество и размеры опесчанивания баженовской свиты уменьшаются.

Основной объём добычи нефти из баженовской свиты приходится на «Сургутнефтегаз» (смотри **рис. 2.3.7**). Поскольку согласно данным обзора [139], добыча этой компанией из баженовской свиты ведётся в основном из зон с аномальными разрезами, то и роль этих зон в добыче из свиты на сегодняшний день представляется определяющей.

Следует подчеркнуть, что перспективность отложений баженовской свиты с аномальными разрезами далеко не повсеместна. В районе подробного исследования аномальных разрезов [94] залежи нефти в АР в основном мелкие (смотри **рис. 2.3.8**), и сложены не слишком проницаемыми породами (смотри **рис. 2.3.9**).

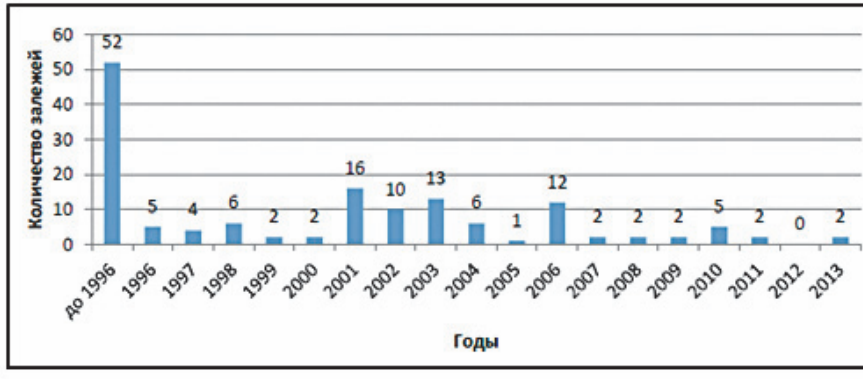


Рис. 2.3.6. Динамика открытия залежей нефти баженовско-абалакского НГК в ХМАО [217]

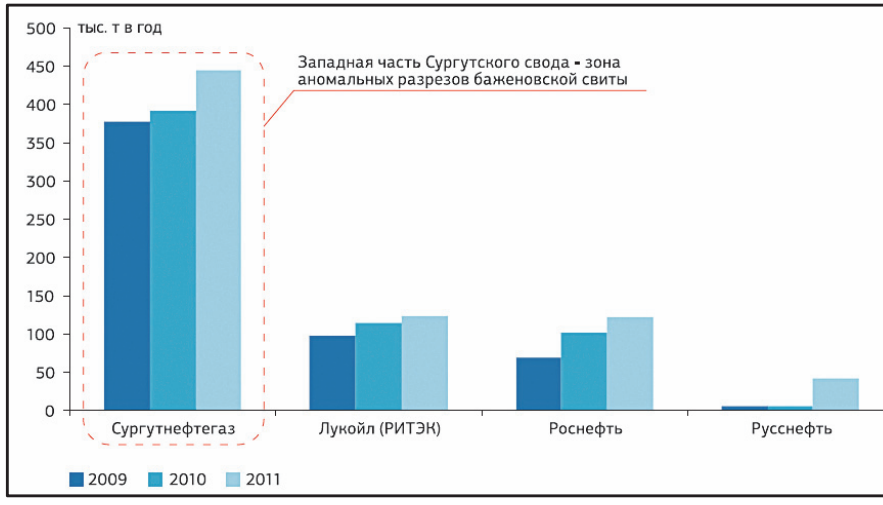


Рис. 2.3.7. Добыча нефти из баженовской свиты по компаниям[139]

Как уже упоминалось выше (п 1.2.3), согласно докладу А.Н. Дмитриевского [140] в зонах развития АР баженовской свиты *ресурсы лёгкой нефти* оцениваются на уровне 5—15 млрд т. Это означает, что роль зон с АР в разработке отложений баженовской свиты и в дальнейшем будет значительной.

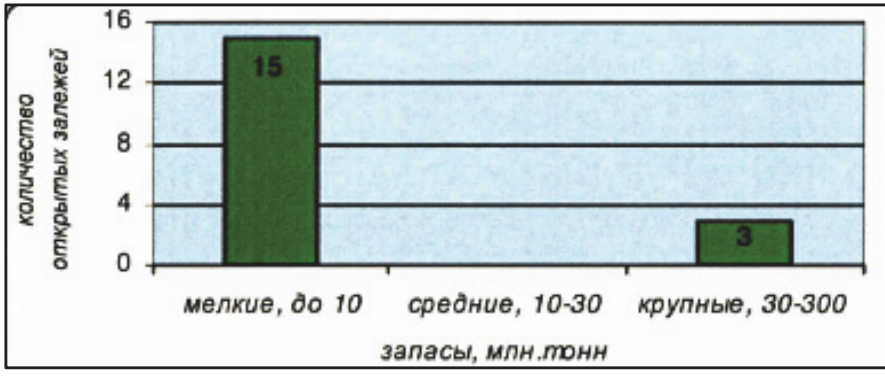


Рис. 2.3.8. Распределение открытых залежей нефти в «аномальных» разрезах баженовской свиты по геологическим запасам на территории, исследованной в работе [94]

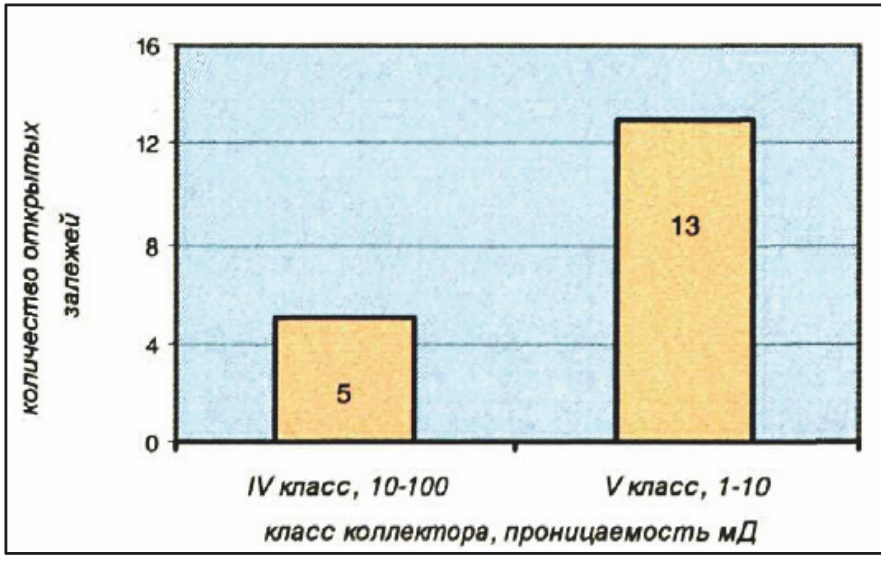


Рис. 2.3.9. Классы коллекторов в открытых залежах нефти «аномальных» разрезов баженовской свиты на территории, исследованной в работе [94]

2.3.4. Изменчивость отложений в неклассических моделях образования баженовской свиты

Оценка той или иной геологической модели образования свиты или зон АР, формулировка какой-то новой гипотезы никоим образом не является целью данного обзора. Для нас важно только отметить, что во всех неклассических моделях образования свиты (то есть формирования АР) рассматриваются различные «катастрофические» механизмы осадконакопления, приводящие к значительной пространственной изменчивости отложений.

Об этом свидетельствует и то, что исследователями отмечается широкое проявление в АР характерных признаков «катастрофических» процессов, в частности, наличия: мутьевых потоков; взмученных текстур; низкой отсортированности и неупорядоченной ориентировки терригенного материала; прослоев, обогащённых уплощёнными ориентированными обломками аргиллитов в песчаниках [200, 228].

Суммируя механизмы образования АР свиты, приведённые в указанных выше работах, получаем, что их возникновение обусловлено наличием одного или совокупности следующих процессов:

– сверхдальних турбидитных потоков, связанных с авандельтой крупной реки;
– морских пульсационных течений в волжском палеоморе;
– внедрения в слаболитифицированные осадки баженовских глинисто-битуминозных пород пластических масс оползней; эти оползни возникают на седиментационном склоне неокомского осадочного бассейна при различных ситуациях: циклических понижениях уровня моря; сильных штормах; гравитационном сбрасывании значительных масс терригенных осадков в глубоководную зону;
– комбинированного действия оползней и турбидитных потоков;
– комбинированного действия: а) морских течений вдоль нижних склонов лавинных осадков, образованными сгонными движениями вод; б) оползней;
– свалов осадков с уступов склонов дна моря, на которые они приносились глубоководными морскими течениями, направленными вдоль этих склонов;
– размыва морскими пульсационными течениями песчаных пластов нижележащих стратиграфических горизонтов ($Ю_1$ и даже $Ю_2$) на приподнятых горстообразных блоках морского ложа с последующим переотложением терригенного материала;
– неоднократного регионального выклинивания баженовских литофаций и появления новых подобных литофаций на несколько более высоком стратиграфическом уровне;

– периодического, но кратковременного, накопления относительно глубоководных битуминозно-глинистых осадков в строго определённых палео-геоморфологических зонах и фациально-геохимическихобстановках;
– горизонтальных дизъюнктивных дислокаций (надвигов);
– циклического неравномерного одностороннего сжатия баженовской свиты;
– волнообразных прогибаний юрских отложений и погружения отдельных блоков по конседиментационным субвертикальным разломам, с последующей компенсацией возникших депрессионных зон ачимовскими отложениями.

Очевидно, что все эти процессы являются в значительной степени стохастическими, приводящими к значительному перемешиванию осадков, их пространственная дифференциация оказывается во многом случайной [189, 190].

Как отмечено выше (смотри **п. 2.2.2**), **классические модели формирования БС также приводят к высокой степени пространственной изменчивости параметров отложений БС. Следовательно, независимо от того, какая из описанных выше моделей формирования баженовской свиты и её аномальных разрезов соответствует реальным геологическим событиям и какие из многочисленных предложенных процессов были определяющими, породы БС должны обладать крайне высокой пространственной изменчивостью своих свойств и параметров. Это обстоятельство отмечается практически в каждой из бесчисленных работ по изучению БС.**

При этом необходимо отметить, что многообразие различных подходов и концепций к механизмам образования отложений баженовской свиты, приводит нередко к утверждениям, что вообще «в настоящее время отсутствует единая, фактически обоснованная и непротиворечивая теория формирования баженовской свиты»[383].

По сути, стохастический характер процессов формирования пород БС является общим для аномальных и нормальных разрезов БС, несмотря на различие гипотез о механизмах их формирования и огромные отличия в вещественном составе и параметрах пород. Это обстоятельство играет решающую роль при численном моделировании разработки этого объекта.

2.4. Некоторые литологические особенности пород баженовской свиты

2.4.1. Процессы диа- и катагенетического преобразования пород БС

Особенности условий осадконакопления пород баженовской свиты, кратко изложенные в **пп. 2.2.2 и 2.3.4**, являются не единственным фактором, обуславливающим её пространственную литологическую изменчивость. Общеизвестно [231—233], что осадок, образовавшийся на дне водоёма (в нашем случае – баженовского моря), обычно представляет собой неравновесную систему. Она последовательно проходит стадии **диагенеза**, когда рыхлый осадок, сформировавшийся в процессе осадконакопления (**седиментогенеза**), преобразуется в породу (процесс литификации), и **катагенеза**, когда эта порода продолжает изменяться за счёт различных физико-химических процессов. В принципе, порода может преобразовываться и далее, но дальнейшие стадии для наших целей не столь интересны и не рассматриваются. Происходящие при диа- и катагенезе процессы представляют собой взаимодействие: а) между составными частями осадка, и б) между составными частями осадка с окружающей средой. Эти физико-химические процессы весьма сложны, зависят от многих факторов, в первую очередь, от условий осадконакопления, **включая термобарические условия**. Таким образом, **литификация начальных осадков и последующие преобразования пород только усиливают их литологическую пространственную неоднородность, уже предопределённую первичными условиями осадконакопления.**

На течение процессов диагенеза оказывают влияние как свойства осадка и окружающей среды, так и некоторые иные факторы: температура, давление, продолжительность их воздействия, скорость накопления осадка и его аэрируемость [232].

Считается, что, в общем случае, в диагенезе происходят следующие процессы [231—233, 235]:

– отжимание воды, максимальное удаление межзерновой и, частично, физически связанной воды;
– увеличение плотности осадка;
– падение Eh;
– увеличение pH;
– увеличение содержаний Si, P, NH_4, Fe;
– дополнительный подток Fe, Mn, P из нижних слоёв;
– формирование конкреций;
– уменьшение количества фауны и флоры;

– переработка осадка илоедами и бактериями;
– увеличение роли CO_2, H_2S, CH_4, H_2 и NO_3;
– реакция свободной углекислоты с $CaCO_3$, перевод в раствор в виде $Ca(HCO_3)_2$;
– реакция Fe и других металлов с сероводородом, переход в сульфиды;
– разрушение коллоидов;
– растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка;
– минеральное новообразование;
– минеральные преобразования – образование устойчивых минеральных модификаций за счёт неустойчивых;
– кристаллизация и перекристаллизация.

Последний процесс весьма распространён и важен для формирования свойств карбонатных пород [235]. Это многообразный и сложный процесс, который в самом общем и упрощённом виде можно представить как образование кристаллов, более крупных по сравнению с исходными. Оно частично происходит за счёт растворения первичного карбонатного материала и новообразования кристаллов, а частично – в ходе роста более крупных кристаллов за счёт окружающих более мелких [235].

Стадия **катагенеза**, следующая за **диагенезом**— основная стадия в жизни осадочных пород [232, 235].

Происходящие на этой стадии преобразования сформировавшейся в диагенезе породы – это, прежде всего, термобарическое преобразование (в интервале температур Т 25—200 ± 25° и давлений Р 10—200 Мпа) [233]. В общем случае, к числу главнейших движущих сил катагенеза относятся [232]: температура; давление (литостатическое, стресс, гидростатическое); растворенные в воде минеральные и газообразные вещества; щелочно-кислотные свойства подземных вод; окислительно-восстановительная обстановка; естественная радиоактивность, а также продолжительность воздействия этих факторов.

В целом при погружении и катагенетическом преобразовании пород происходит следующее [231 – 233]:
– утрачивается биохимическое воздействие на породу;
– усиливается роль химических преобразований компонентов породы;
– утрачивается пластичность;
– возрастает степень углефикации пород;
– происходит смена образующих породу минералов.

На характер катагенетических преобразований пород влияют также [232] минеральный состав, структура и физико-химические свойства пород, сформировавшихся в диагенезе – их химическая устойчивость, твёрдость, пластичность, пористость, проницаемость и другие.

Минеральные проявления описываемых явлений разнообразны. Наиболее распространёнными среди них являются [233, 235]: карбонатизация, каолинизация и окремнение, сульфатизация, сульфидизация, цеолитизация и битуминизация.

Карбонатизация выражается в появлении новообразованных кристаллов кальцита, доломита, сидерита, анкерита [233].

Каолинизация и окремнение в осадочных бассейнах сопровождают зоны вторичной карбонатизации пород, но проявляются в породах, первично обогащённых алюмо-силикатными минералами [233].

Окремнение – это процесс формирования новообразованных кремнистых минералов: опала, халцедона, кварца [233]. Процесс окремнения генетически связан с каолинизацией.

Сульфиды в осадочных бассейнах связаны с сероводородными ореолами рассеяния углеводородных (УВ) залежей и возникают вследствие анаэробного окисления УВ.

Следует отметить, что органогенные продукты более чувствительны, чем другие компоненты, к реакциям растворения, замещения и перекристаллизации [233]. В значительной мере это явление объясняется наличием в них органо-минеральных комплексов, коллоидных систем, кристаллозолей и других.

Замещение структурных органических элементов может происходить с повторением форм и первичного структурирования органического остатка или с полным искажением его структуры. Замещающие минералы могут быть химически близки к составу органического остатка (например, карбонатно-известковый скелет – кальцит). Однако они могут быть и существенно другими, например – замещение опалово-халцедоновым агрегатом известковых остатков тентакулитовых раковин и, наоборот, можно замечать развитие карбонатных минералов по радиоляриям, строящим кремнистый скелет.

Интенсивное или многоактное вторичное минералообразование может полностью уничтожить первичную органогенную структуру.

Для целей данного обзора важно, что практически все эти, хорошо известные в геологии, процессы имели место и при формировании пород баженовской свиты [87, 88, 90, 91, 93, 94, 122, 126, 129, 134, 164, 218, 219, 257, 386].

Различные исследователи указывают на обнаружение в слагающих её породах последствий большинства из вышеперечисленных процессов: растворения силицитов на стадии диагенеза, формирования на их месте карбонатов и пирита; карбонатизации; окремнения; пиритизации (в том числе, ракушняковых прослоев); перекристаллизации; выщелачивания; кальцитизации; цементации карбонатным и кремнистым веществом глинистых пород; выщелачивания неустойчивых минералов.

2.4.1.1. Растворение силицитов на стадии диагенеза, формирование на их месте карбонатов и пирита; карбонатизация; окремнение

По И.Н. Ушатинскому [218, 219] первичными породами в баженовской свите были радиоляриты глинистые, известняки ракушняковые и кокколитофордные, а также кремнисто- и известково-глинистые, которые претерпели впоследствии указанные выше преобразования, что и привело к существующей пестроте состава.

Так, существенную роль при формировании коллекторов свиты играло преобразование радиоляритовых осадков [87, 88, 91, 122, 126,134, 138, 218, 219**].**

Как указано в работе [177] во времена вспышек биопродуктивности радиолярий основным породообразующим компонентом были их скелеты, с незначительной примесью привнесённого терригенного материала. В результате образовались пласты радиоляритов небольшой мощности, но значительной латеральной протяжённости [87, 88, 91, 122, 134, 138]. В начале диагенеза эти породы обладали хорошими коллекторскими свойствами [87], но в процессе вторичных преобразований радиоляритов коллекторские свойства сохранились лишь частично или иногда были полностью утрачены [87].

В работе [94] отмечено, что в нормальных разрезах баженовской свиты среди постседиментационных процессов основным является *окремнение.* Аутигенным кремнезёмом выполнены частично или полностью полости раковин радиолярий.

В работе [145] из вторичных процессов, затронувших породы баженовской свиты, выделено также *растворение карбоната кальция и кремния*. Отмечено, что часто раковины бухиид растворены полностью, и сохранены только их многочисленные отпечатки.

В работе [122] в разрезе свиты наблюдались прослои с различным содержанием радиолярий, вплоть до прослоев радиоляритов, связанных между собой глинистым материалом, пропитанным органическим веществом. *При этом отмечены различные стадии перекристаллизации раковин радиолярий вплоть до полного исчезновения их форм и образования линзовидных прослоев тонкокристаллического кремнезёма.*

В работе [134] описан более сложный механизм преобразования радиоляритов. Отмечено, что *восстановительная обстановка (существовавшая в морской воде в некоторые периоды времени) в радиоляритовых илах способствовала выполнению внутреннего пространства планктона кальцитом*. По этой причине в некоторых случаях при перекрытии и уплотнении слой радиоляритового ила приобрёл свойство монолитности. Результатом стало запечатывание не только внутреннего пространства скелетных останков, но и порового межскелетного пространства. *При таком процессе формировался мелко- и средне-кристаллический апорадиоляритовый известняк [134].*

Наоборот, в условиях аэрации придонных вод, существования биотурбации и сгорания ОВ придонные воды были подкислены, что затрудняло выпадение кальцита [134]. Поэтому *внутреннее пространство оставшихся нерастворёнными раковин радиолярий выполнялось опалом,* количество которого было недостаточно для полного перекрытия пустотного пространства. В начале катагенеза *отжимавшиеся из матрицы щелочные воды проникали в поры, выщелачивая кремнезём, на месте которого кристаллизовался доломит [134], что приводило к образованию апорадиоляритового доломита.*

В работе [134] указано также, что в ряде случаев, когда в осадке была значительна доля планктона с кальцитовым скелетом, в процессе литогенеза скелеты частично растворялись, а карбонатный материал переоткладывался в этом же слое.

Активное развитие процесса растворения раковин радиолярий, сложенных кремнезёмом, отмечено и в работе [145]. В результате этого процесса формируются породы с матрицей, в которой размер пустот может достигать 0,15 мм, а в некоторых шлифах пористость составляет от 5 до 10%.

В работе [145] обращено внимание на то, что растворимость кремнезёма резко возрастает с увеличением pH, которое, в свою очередь, может быть вызвано деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, увеличивающих pH до 8,5 (с одновременным образованием сульфида железа). *Высвобожденный кремнезём мигрирует в зону низких pH, вызывая окремнение смежных разностей пород, а карбонат мигрирует в сторону высоких pH, вызывая кальцитизацию, прежде всего, выщелоченных радиоляритов.*

По данным диссертации [88] в зоне сочленения Красноленинского и Сургутского сводов значительная часть карбонатных разностей является результатом вторичных преобразований, как правило, связанных с хемогенным замещением биогенного кремнистого материала. *Биоморфная радиоляриевая структура пород при карбонатизации чаще всего сохраняется, но кремнистый состав меняется на карбонатный, причём его доля может достигать 95% [88].*

Соответственно, в работе [88] сделан вывод: в исследованном районе карбонатно-кремнистые и кремнисто-карбонатные породы представляют собой в различной степени карбонатизированные силициты, образование которых связано с неполной карбонатизацией кремнистых скелетов радиолярий, при сохранении исходной радиоляриевой структуры пород.

При этом карбонатизация пород свиты происходила в несколько этапов, которые были разобщены во времени: как на стадии диагенеза (преимущественно в безглинистом осадке), так и в катагенезе [88]. Результатом этого процесса на раннедиагенетическом этапе является практически полное (до 96% по массе) замещение раковинок радиолярий кальцитом. Образование метасоматических карбонатов или карбонатизированных силицитов происходило и на других этапах литогенеза,

но уже не при столь резко восстановительной обстановке и активной микробиальной деятельности, как в раннем диаганезе [88]. Преобладающим источником углерода для карбонатов послужил углерод остатков морских организмов, растворенных в диагенезе и преобразующееся в ОВ [88].

Согласно данным работы [126], в кристаллических известняках баженовской свиты наблюдались результаты нескольких процессов их изменения:

1) развитие доломита по кремнистым скелетам радиолярий и цементирующей глинисто-кремнистой массе;
2) раздоломичивание и кальцитизация доломитового апорадиоляритового известняка (развитие вторичного кальцита внутри доломитовых ромбоэдров с сохранением внешних оболочек кристаллов);
3) вторичная кальцитизация – перекристаллизация кальцита.

В диссертации [94] отмечено, что *детрит радиолярий может быть замещён не только карбонатом, но и пиритом, а многие органические фрагменты, замещённые карбонатами, облекаются тонкой плёнкой ОВ, из-за чего порода участками имеет комковатое строение.*

В работе [145] подчёркнуто, что основной формой первичного кремнезёма при формировании отложений баженовской свиты был опал, слагавший раковины радиолярий. Преобладающим продуктом перекристализации биогенного опала является аутигенный кварц и халцедон; они могут как слагать стенки раковин, так и выполнять их внутренние части. Вне раковин радиолярий основная масса свободного кремнезёма представлена микрозернистым кварцем, образующим неясные скопления и прослои, ориентированные параллельно слоистости.

Существует мнение, что образование силицитов тесным образом связано с растворением радиолярий в приповерхностном слое [178, 230, 237]. На месте силицитов образовывались карбонаты и пирит, а растворённый кремнезём перемещался в глинистые осадки [178, 230, 237] с последующим образованием глинисто-кремнистых агрегатов [145].

В работе [93] обращается внимание на характерные для формирования баженовской свиты различные геохимические процессы *на стадии седиментогенеза*:

а) захороненные осадки активно поглощали растворённый в придонных слоях морской воды неорганический материал (кремний, кальций, магний, катионы переходных и щелочных металлов и тому подобное);
б) на границе «морская вода – осадок» происходило выщелачивание минеральной части осадка, а также обогащение органического вещества катионами и окислами некоторых металлов (уран, никель, ванадий);
в) в случае сероводородного заражения придонных слоёв воды активно развивались сульфатредуцирующие бактерии, приводящие к образованию пирита и его аналогов;
г) на небольших глубинах в преобразовании органического вещества усиливалась роль цианобактерий.

Разумеется, в разрезах свиты встречаются карбонаты, не только образовавшиеся путём преобразования радиолярий, но и первичные отложения известняков [90, 133, 177, 234]. Последние образуются путём прямого неорганического или органического осаждения карбоната кальция, частично – замещением других веществ карбонатом кальция, но главным образом за счёт литификации осадков углекислого кальция [234]. В донных осадках осаждение аутигенного кальцита из растворов происходит при разложении бактериями органического вещества, которое сопровождается образованием CO_2, аммиака, сероводорода и тому подобное. **В результате в осадке образуются зоны с различным pH и неодинаковым составом флюидов. Перемешивание донных осадков волнами или роющими организмами может привести к смешению поровых флюидов с различными физико-химическими свойствами. В результате происходит выпадение $CaCO_3$ из растворов [234].**

Подобное хемогенное осаждение CaCOз может сочетаться с накоплением органогенного или обломочного карбонатного материала [90].

Так, согласно результатам работы [88], в относительно мелководных частях баженовского бассейна к биогенным относятся карбонаты, слагающие остатки пелеципод, фораминифер, гастропод, теутид, кокколитофорид и пеллетовых образований, а также остатки раковин двустворчатых моллюсков (в основном, бухий и иноцерамов). Массовая доля карбонатных минералов в породах, обогащённых биогенным карбонатом, не превышает 35% [88].

Для иллюстрации на **рис. 2.4.**1 приведена фотография шлифа одного из образцов, в которых наблюдаются результаты указанных выше процессов [88].

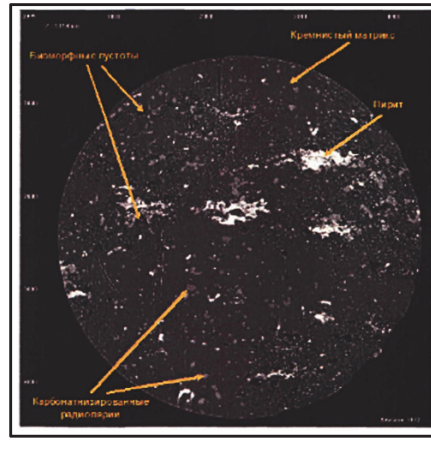


Рис. 2.4.1. Плотностное рентгеновское сечение образца карбонатизированного силицита, отобранного на границе основной нефтематеринской толщи и коллектора с пористостью 10,6% [88]

2.4.1.2. Доломитизация

В отложениях БС имеет место и доломитизация сформировавшихся известняков, которая существенно изменяет их структуру и вещественный состав.

Процесс доломитизации заключается в том, что в результате воздействия магнийсодержащих вод на известняки кальцит последних превращается в доломит, вплоть до полного замещения известняков доломитами. Упрощённо химизм этого процесса описывается [235] реакцией Гайдингера:

$$2CaCO_3 + MgSO_4 \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4,$$

или реакцией Мариньяка:

$$2CaCO_3 + MgCl_2 \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2.$$

Кроме основного продукта – доломита – в первом случае появляются сульфаты кальция в виде гипса или ангидрида, которые либо остаются рядом с новообразованным доломитом, либо, благодаря их относительно большей, чем у доломита, растворимости, выносятся, хотя бы частично. Во втором случае одним из продуктов реакции является легко растворимый хлорид кальция, который выносится из сферы реакции [235].

Процесс доломитизации неоднократно фиксировался в породах баженовской свиты при литологических исследованиях.

Так, по данным работы [90] в районе Широтного Приобья карбонатные минералы в отложениях абалакской и баженовской свит представлены, главным образом, кальцитом, в меньшей степени – доломитом, иногда встречается сидерит и анкерит. Карбонаты присутствуют главным образом в известняках, мергелях, известковых аргиллитах, раковинных остатках битуминозных аргиллитов. Важным источником карбонатного вещества служили кокколитофориды.

Выделено три генетических типа карбонатных пород в баженовской свите: массивные карбонатные породы, септариевые конкреции и доломитизированные известняки [90] .**Отмечается, что доломитизация в рассматриваемых породах происходила неравномерно, в результате чего образовались участки неправильной формы и размера (от долей миллиметра до нескольких сантиметров), существенно обогащённые доломитом или кальцитом [90]**. Наблюдалось увеличение степени доломитизации известняков – в нижней части баженовской свиты. В отдельных скважинах в карбонатных породах содержание доломита составляет до 80% от всего карбонатного материала.

Для того, чтобы эти процессы в катагенезе шли достаточно эффективно, необходима постоянная подача магния и столь же постоянный вынос растворимых продуктов реакции. Другими словами, система должна быть открытой, ибо в замкнутой системе, без активного водообмена, эти реакции, если и начнутся, то быстро закончатся, без видимого количественного результата [235]. Подобные условия реализуются в хорошо проницаемых породах, где возможен активный водообмен [235].

Поэтому биоморфные и органогенно-обломочные известняки, встречающиеся в отложениях БС, иногда доломитизируются весьма интенсивно [90, 235].

Следует отметить, что в результате доломитизации изначально микро- и тонкозернистого известняка происходит растрескивание породы на отдельные блоки (2—20 мм), разделённые заполненными доломитом трещинами или полостями раскрытостью до нескольких миллиметров [90]. Считается, что стенки вновь созданных трещин и полостей выполнены доломитами более поздней генерации [90].

Особенности структуры таких доломитизированных известняков объясняются в работе [90] **потоком поровых вод различного состава.** Первоначально происходила фильтрация через образовавшиеся ёмкости в карбонатных породах свободной или рыхлосвязанной поровой воды, отжимаемой из глин при их уплотнении. На более поздней стадии захоронения осадка определённую роль в образовании вторичных карбонатов уже играла вода, выжимаемая из порового пространства пород углеводородами при их генерации из рассеянного органического вещества, а также воды, выделившейся при дегидратации монтмориллонитовых глинистых минералов.

2.4.1.3. Пиритизация

Вторым по значению среди вторичных преобразований пород является процесс *пиритизации* [87, 88, 90, 91, 93, 145, 158]. **Пирит встречается практически во всех отложениях баженовской свиты, им выполнены многие органические остатки, стяжения чёрного ОВ, частично или полностью им выполнены скелеты радиолярий (смотри также ниже п. 2.4.2.2).**

Согласно работе [288] в БС «...повсеместно отмечено присутствие пирита, содержание которого в среднем составляет около 5%. Чаще всего он присутствует в виде микроглобул, ориентированных по слойкам, обогащённым органическим веществом, а также в виде тонкодисперсной примеси.

Встречаются случаи, когда пирит замещает раковинки или скелеты организмов. Иногда пирит образует довольно крупные стяжения размером от нескольких миллиметров до первых сантиметров. В одной из эксплуатационных скважин Салымского месторождения наблюдался прослой (около 1 м), почти наполовину представленный пиритом».

2.4.1.4. Гидротермальное выщелачивание

В ряде работ [145, 240—242] подчёркивается значимость процессов гидротермальной проработки пород БС глубинными высокотемпературными (200—300°С) эндогенными водами. Агентом растворения карбонатов может выступать глубинная углекислота, поступающая по разломам из карбонатных пород, подверженных метаморфизму. По некоторым данным [242] реакция гидролиза карбонатов

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca^{2+} + 2OH + 2CO_2$$

идёт уже при температурах 250—300°С. Источником углекислоты, поступающей из промежуточного комплекса в осадочный чехол **по разрывным нарушениям**, могли быть палеозойские глинисто-карбонатные толщи. Некоторые экспериментальные исследования свидетельствуют об интенсивной генерации углекислоты и при более низких температурах. Выделяющаяся глубинная углекислота приводит к реакции растворения карбоната:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3$$

Это может привести, в частности, к «улучшению коллекторских свойств за счёт объединения мелких пор в относительно крупные единые ёмкости» [145, 242].

2.4.1.5. Преобразование глинистых минералов

Значительные преобразования в диа- и катагенезе претерпели и глинистые осадки БС.

Известно, что при погружении отложений на определённых глубинах исчезает монтмориллонит, при этом происходит его гидрослюдизация. При температурах порядка 70—80°С из кристаллической решётки монтмориллонита начинают удаляться межслоевые молекулы воды, ионы гидроксила и обменных катионов; катионы Si^{4+} в тетраэдрах замещаются на обладающие меньшим ионным радиусом катионы Al^{3+}, что сопровождается выносом кремнезёма, а освободившиеся валентности замещаются ионами K+. В итоге и образуются минералы группы гидрослюд [235].

Такие преобразования глинистых минералов наблюдались в баженовской свите [90, 92,164, 236], причём, по мнению Т.В. Дорофеевой с соавторами [236], они существенно повлияли на физические свойства пород.

При дальнейшем погружении преобразуются каолинит и смешаннослойные, которые переходят в гидрослюды и хлориты [235].

Соответственно, состав глинистых минералов отличается достаточно значительной пространственной изменчивостью. Вообще, согласно данным литологических исследований работы [88], в породах баженовской свиты содержание *глинистых минералов* не превышает 30%, чаще всего составляет 5—15%, в среднем 11%.

Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и смешаннослойные минералы – ряда гидрослюда-монтмориллонит, с числом разбухающих пакетов около 30%. На территории Красноленинского свода в составе глинистых минералов пород присутствует хлорит. В баженовской свите на долю каолинита приходится 10%; на Средне-Назымской площади суммарная доля каолинита и хлорита составляет 10% [88]. Каолинит появляется в составе глинистых минералов и в окраинных районах распространения свиты.

2.4.1.6.Кристаллизация и перекристаллизация

Кристаллизация (переход из аморфного состояния в кристаллическое) весьма характерна для одного из компонентов осадка в баженовском бассейне – опала [386], часто являющегося основным компонентом. Процессы трансформации опала сопровождаются изменением микроструктуры кремнистых минералов и дегидратацией.

В породах БС минералы кремнезёма находятся преимущественно в виде агрегатов халцедона, реже в аморфном состоянии и в виде кристаллов кварца. Совершенствование микроструктуры при кристаллизации кремнезёма положительно сказывается на формировании ёмкостного пространства между агрегатами кварца-халцедона и/или кристаллами кварца. Переход кремнезёма из аморфного состояния в кристаллическое сопровождается выделением воды [386], которая является одним из главных агентов первичной миграции нефти (смотри **Часть V, п. 5.1.5**). Кристаллизация кремнезёма также является важным процессом для преобразования ОВ, генерации и первичной миграции УВ [386].

2.4.1.7. Встречающиеся в БС примесные минералы

Описанные выше процессы первичного и вторичного преобразования пород БС не исчерпывают, разумеется, всего перечня процессов и встречающихся в свите минералов. Например, иногда в породах БС отмечается фосфатизация [90]. В небольших количествах встречаются и примесные (акцессорные) минералы: полевые шпаты (натриевые и калиевые), в том числе альбит; мусковит; целестин; барит [512]; гипс; рутил; цеолиты; сульфиды цинка и свинца; уголь [92]; твёрдый битум (альбертит) [92].

2.4.1.8. Вторичные процессы и пространственная неоднородность

Интенсивность и характер указанных диа- и катагенетических процессов зависят от многих факторов: температуры и давления, состава минеральной части осадка, его структуры и физико-химических свойств, количества и состава органического вещества в осадке, наличия кислотной или восстановительной обстановки в месте формирования пород и других внутренних характеристик осадка и внешних условий [129, 218, 219, 231—233, 235, 236, 237].

Поскольку, как следует из данных **пп. 2.2. и 2.3.4**, наличие и характер этих факторов при формировании пород баженовской свиты отличались крайней изменчивостью по пространству и во времени, то **многочисленные физико-химические процессы преобразования первичного осадка только усиливали пространственную изменчивость характеристик формировавшихся пород, существовавшую на начальных стадиях литогенеза [129, 218, 219] .**

Совокупность пространственной изменчивости процессов и условий седиментогенеза и последующего литогенеза и обусловили высокую степень пространственной неоднородности пород БС, которую отмечают все исследователи.

2.4.2. Породообразующие компоненты отложений БС в нормальных разрезах

2.4.2.1. Компоненты пород баженовской свиты

Отмеченные в **пп. 2.2.2, 2.3.4, 2.4.1** источники литологической неоднородности пород баженовской свиты являются, по большей части, относительно локальными. В масштабах же всего бассейна формирование пород свиты происходило в относительно спокойной морской обстановке, без серьёзных тектонических катаклизмов [133, 177]. Это является одной из основных причин того, что, как установлено в результате обширных многолетних исследований отечественных литологов, породы баженовской свиты образованы достаточно ограниченным числом основных **породообразующих компонентов (ПОК)**. Их сочетание и образует различные **литотипы** пород, выделяемых отечественными литологами.

Так, уже в ранней работе [129] в качестве основных ПОК выделены **пять** компонентов: *глинистая фракция, кремнезём, карбонаты, органическое вещество (ОВ), пирит.*

В работе [93] к основным ПОК, образующим отложения баженовской свиты, отнесены **четыре** компонента: *глинистые минералы, кварц (силицит), карбонаты и органическое вещество*.

В работе [141] породы баженовской свиты являются комбинацией следующих **шести** ПОК: *силицитов, глинистых минералов, органического вещества, карбонатов, пирита.*

В ранних работах И.Н. Ушатинского [218, 219] среди пород баженовской свиты были выделены **четыре** основных ПОК: *силициты биогенные битуминозные; массивные кремнистые битуминозные глины; микрослоистые известково-кремнистые битуминозные глины; карбонатные породы*.

И.И. Нестеров разработал весьма детальную классификацию [220], основанную на наличии **четырёх** основных породообразующих компонентов: *глинистых; силицитов и кремнистых; карбонатов и карбонатных; компоненты с преобладанием других карбонатов и обломков* [92].

В монографии [186] выделено **четыре** основных ПОК:

– *кремнистые породы или силициты*, содержащие более 50% органогенного и хемогенного SiO_2;
– *кремнисто-карбонатные породы*, содержащие органогенного и хемогенного SiO_2 менее 50%, но более 10—25%;
– *карбонатно-глинистые* породы с примесью (иногда до 33%) органогенного и хемогенного SiO_2;
– *кремнисто-глинистые породы*, содержащие органогенного и хемогенного SiO_2 менее 50%, но более 10—25%.

В работе [222] сделан вывод о наличии в баженовской свите следующих **четырёх** основных ПОК:

– *силицитов* (слабоглинистых, глинистых, известково-глинистых);
– *глин* (слабокремнистых, кремнистых, известково-кремнистых);
– *мергелей* (кремнисто-глинистых);
– *известняков* (глинистых, кремнисто-глинистых).

В работе [108]также выделено **четыре** основных породообразующих компонента:

– *кремнистые разновидности или силициты*, обогащённые аутигенным кремнистым биогенным материалом (60—90%);
– *карбонатные породы*, представленные плотными, часто мелкозернистыми известняками сложного состава, слабобитуминозными мергелями и доломитами с низким содержанием органического вещества и примесью марганца;
– *массивные битуминозные слабоалевритистые аргиллиты* с высоким содержанием кремнезёма (55—65%) и органического вещества (ОВ более 20%);
– *листоватые аргиллиты*, представленные переслаиванием тонкоотмученных битуминозных аргиллитов с микрослойками ОВ и алевритистыми аргиллитами.

В диссертации [158], на основе как литературных данных, так и результатов самого автора цитируемой работы, указано, что для всей баженовской свиты ПОК, слагающими БС являются: *органическое вещество,*

кварц, минералы глин, карбонаты, полевые шпаты, а также пирит, фосфаты, сульфиды и другие аутигенные минералы.

В обзоре [139] в качестве основных компонентов пород рассматриваются **пять** компонентов: *кремнезём, глины, карбонаты, органическое вещество и прочие минералы, составляющие малую долю породы*.

Согласно работе [92], для Центральной и Северной частей Западно-Сибирской плиты состав породообразующих компонентов включает в себя **шесть основных и один дополнительный** компоненты: *глинистые минералы, кварц, пирит, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит), полевые шпаты, карбонатапатит; дополнительно указывается на наличие в породах баженовской свиты глауконита, фосфатных конкреций.*

В диссертации [90] по данным литературного обзора и результатов, полученных самим автором цитируемой работы, указано, что ПОК баженовской свиты представлены **пятью** компонентами: *органическим, кремнистым, глинистым, карбонатным веществом и сульфидами*.

В пределах Среднеобского геоблока [94] в районе развития аномальных разрезов баженовской свиты установлено наличие **трёх** основных ПОК: *аргиллитов алевритовых, карбонатистых; аргиллитов алевритовых, битуминозных, в различной степени кремнистых до силицитов; известняков доломитизированных, алевритистых.*

В работе [158] на Западной окраинеСургутского свода выделено **четыре** породообразующих компонента: *силициты* (слабоглинистые, глинистые, известково-глинистые); *глины* (слабокремнистые, кремнистые, известково-кремнистые); *мергели* (кремнисто-глинистые); *известняки* (кремнистые, известково-кремнистые).

Баженовская свита в районе Среднего Приобья изучалась в диссертации [145], в которой в слагающих свиту породах, по литературным данным и результатам автора работы, выделены **четыре** вида породообразующих компонентов: *карбонатные, кремнистые, кероген-глинистые и смешанные*. Карбонатные породы представлены относительно чистыми известняками, их глинистыми и кремнистыми разновидностями. Кремнистые породы представлены относительно чистыми силицитами, силицитами с высоким содержанием органического вещества, глинистыми силицитами и силицитами известковистыми. Кероген-глинистые породы представлены аргиллитами известковистыми, кремнистыми и обогащёнными органическим веществом. В смешанные выделены породы, в которых основные породообразующие компоненты представлены примерно в равных пропорциях.

Детальное исследование пород баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты в зоне сочленения Сургутского и Красноленинского сводов [88] также показало, что породы обеих свит характеризуются набором тех же **пяти** породообразующих компонентов, что и в вышеперечисленных исследованиях: *минералы группы кремнезёма, глинистые, карбонатные минералы, пирит, органическое вещество (ОВ).*

Весьма интересны данные работы [88] о частоте встречаемости породообразующих компонентов в баженовской свите на исследуемой территории (смотри **рис. 2.4.2**). Видно, что кремнистое вещество является в этом районе преобладающим.



Рис. 2.4.2. Частота встречаемости основных компонентов в породах баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты [88] (по результатам рентгенофазового анализа и пиролиза)

Сочетание в различной пропорции указанных выше породообразующих классов пород и образует всё многообразие *литотипов* баженовской свиты, рассмотренных далее.

По данным работ [74, 75, 79—83, 386] минеральный состав как указанных компонентов пород баженовской свиты, так и пород в целом, весьма сложен.

Для примера в **таблице 2.4.1** показаны данные по минеральному составу основных породообразующих компонент баженовской свиты в районе Среднего Приобья из диссертации [91].

Согласно данным специалистов МГУ [74, 75, 79—83], породы БС содержат примерно 14% органической составляющей.

Органическая составляющая разделяется на два компонента: жидкие углеводороды, составляющие 2,7% от всей породы, и твёрдую часть ОВ (кероген), содержание которого равно 11%.

Минеральная часть (составляющая 85—86% породы) состоит из **пяти** компонентов: кремнезём – 40%, глинистый компонент – 23—25%, карбонатные минералы – 12—13%, полевые шпаты – 2—3%, пирит – 5%. Более наглядно указанный состав отражён на **рис. 2.4.3** [74, 75, 79—83] и, в несколько ином представлении, на **рис. 2.4.4** [76].

Аналогичные данные приведены в обзоре [139].

Основные компоненты	Минералы	Среднее содержание %	
		весовое	объёмное
Глины	Гидрослюда	16,0	14,5
	Монтмориллонит	4,9	4,8
	Каолинит	4,8	4,4
	Хлорит	1,5	1,7
Всего глинистых минералов		**27,2**	**25,1**
Кремнезём	Халцедон и кварц	40,7	40,7
Карбонаты	Кальцит	8,5	7,7
	Доломит	3,1	2,7
Всего карбонатных минералов		**11,6**	**10,4**
Пирит	Пирит	5,9	2,8
Полевые шпаты	Главным образом, кислые плагиоклазы	3,3	3,3
Органическое вещество		10,5	22,1

Таблица 2.4.1. Минеральный состав породообразующих компонентов баженовской свиты Среднего Приобья [91, 225]

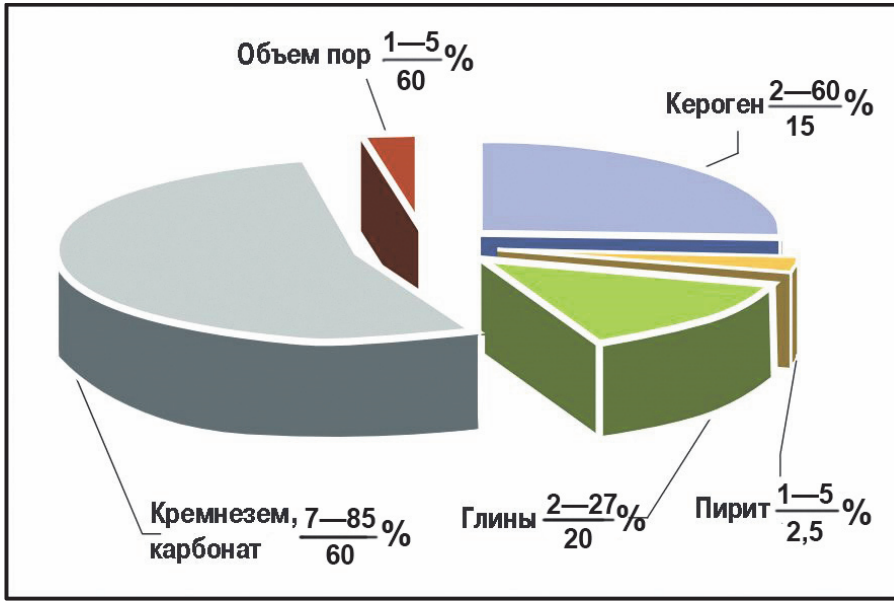


Рис. 2.4.3. Минерально-компонентная модель пород баженовской свиты в районе деятельности «Юганскнефтегаз» [76]



Рис. 2.4.4. Состав пород баженовской свиты [74, 75, 79—83]

В **таблице 2.4.2** показан средний минеральный состав пород баженовской свиты в нормальных разрезах по данным Ю.Н. Занина, приведённым в диссертации [158]. **Следует отметить большую величину дисперсии содержания основных породообразующих компонент, что отражает высокую степень неоднородности пород БС, отмеченную выше.**

Компоненты	Величины	
	Среднего содержания %	Стандартного отклонения
Кварц	33,12	12,74
Минералы глин	32,79	17,59
ОВ	10,17	7,63
Полевой шпат	7,96	4,02
Пирит	6,75	4,15
Кальцит	5,33	7,79
Доломит	1,63	0,895
Апатит	0,72	0,78
Рутил	0,55	0,24
Сидерит	0,21	0,84

Таблица 2.4.2. Средний минеральный состав пород баженовской свиты по данным Ю.Н. Занина, приведённым в работе [158]

В работах [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386], в которых проведён широкий комплекс изучения кернового материала по ряду нефтяных месторождений в БС, также получена значительная изменчивость состава образцов пород, содержащих подвижную извлекаемую нефть (смотри **таблицы 2.4.3** и **2.4.4**).

Минеральный состав породы, масс %						
Кварц	NaПШ	Кальцит	Доломит	Сидерит	Пирит	Глинистые минералы
86,59	1,64	0,00	0,00	0,19	3,58	4,64
82,67	1,64	0,00	0,00	1,45	6,07	4,53
52,20	0,00	0,00	42,90	0,00	3,60	1,30
54,96	1,85	3,90	25,77	0,00	3,81	7,22
64,93	0,48	0,19	21,87	0,39	4,55	4,35
73,58	0,39	0,19	16,15	0,00	4,74	1,55
75,27	0,39	0,00	10,53	0,00	8,39	2,93
60,43	0,98	6,35	16,50	0,00	8,10	5,27
74,21	0,00	20,29	1,35	0,00	0,77	0,00
48,14	0,00	0,40	44,29	0,00	4,55	1,38
0,99	0,00	95,47	0,40	0,00	2,38	0,00
12,03	0,00	86,07	0,00	0,00	1,29	0,00
49,49	0,00	49,49	0,00	0,00	0,40	0,00
74,21	0,00	20,29	1,35	0,00	0,77	0,00

Таблица 2.4.3. Вещественный состав образцов кремнистых и карбонатно-кремнистых пород БС, содержащих подвижную извлекаемую нефть (по данным работ [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386])

Минеральный состав породы						
Кварц	Глинистые минералы	Доломит	Кальцит	Пирит	Альбит	Сидерит
70,44	11,01	0,00	3,10	3,10	3,55	0,00
60,24	17,33	1,96	0,00	2,47	4,63	0,00
58,78	20,14	2,18	0,00	2,06	4,93	0,00
67,04	15,29	0,00	1,28	3,42	3,50	0,00
29,71	3,10	44,51	0,00	15,59	1,09	0,00
65,07	13,7	0,00	1,24	5,77	2,81	0,00
62,08	16,57	1,19	0,00	4,27	4,31	0,00
62,34	16,58	1,51	0,00	3,83	4,60	0,00
45,20	28,16	2,21	3,57	5,88	5,79	0,00
55,58	14,08	8,37	1,96	4,77	4,46	0,00
40,84	18,16	16,11	0,00	11,25	4,94	0,00
58,50	15,37	2,95	1,31	1,74	5,85	2,12
56,37	10,07	7,56	0,00	0,79	3,36	0,80
49,55	12,18	3,21	2,91	6,17	4,37	4,37
61,31	11,34	7,56	0,00	4,71	3,95	3,13
64,83	10,53	1,35	0,00	2,49	3,21	1,80
30,70	13,94	3,78	29,13	6,59	5,27	0,81
24,88	24,38	5,79	16,49	6,76	9,35	2,27

Таблица 2.4.4. Вещественный состав образцов плитчатых глинисто-кремнистых и керогеново-глинисто-кремнистых пород БС, содержащихподвижную извлекаемую нефть (по данным работ [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386])

Как уже отмечено выше, в БС почти повсеместно встречается *пирит*, чаще всего – в виде отдельных вкраплений, линзочек и микростяжений [87, 88, 90—92, 145, 158]; часто присутствует в виде микроглобул (фрамбоидов) и их агрегатов [90]. Пирит чаще всего замещает остатки микроорганизмов, но нередко и растительный детрит [90]. Для иллюстрации на **рис. 2.4.5** показан

электронно-микроскопический снимок фрамбоидов пирита в породах баженовского горизонта [88].

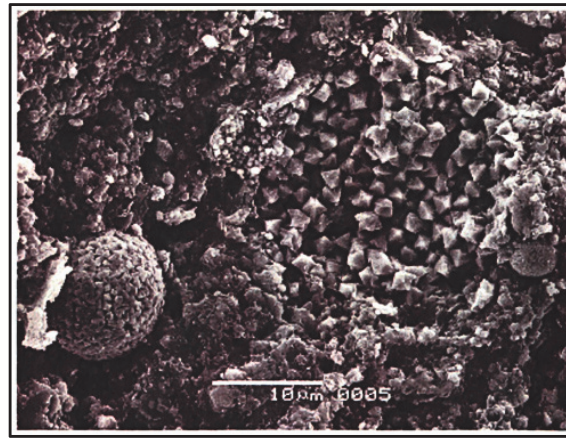


Рис. 2.4.5. Электронно-микроскопический снимок фрамбоидов пирита в породах баженовского горизонта [88]

Однако отмечаются и более объёмные его проявления: иногда он образует прослои толщиной в несколько сантиметров, приуроченные, в частности, к кровле абалакской свиты или подошве баженовской и тутлеймской свит [88]; отмечаются и крупные (до первых сантиметров) стяжения пирита [145]. В диссертации [90] отмечается, что вообще средняя концентрация пирита составляет около 5%, а наиболее обогащены пиритом высоко битуминозные глинистые разности верхней толщи баженовской свиты. Его массовая концентрация в отдельных образцах достигает 7% [88].

2.4.2.2. Краткая характеристика минералов, слагающих породы баженовской свиты

В многочисленных работах по литологическому изучению пород баженовской свиты содержатся подробные описания основных минералов, слагающих породы баженовской свиты в различных районах её распространения. **Подробное рассмотрение этого вопроса выходит за рамки данного обзора, однако, для полноты изложения, приведём некоторые сведения о составе и характеристиках этих минералов. Бóльшая часть сведений заимствована из диссертации О.А. Важениной [90]**. Дополнительные сведения из иных работ отмечены отдельными ссылками.

Органическое вещество относится преимущественно к сапропелевому типу. Его важнейшим источником служили ткани кремнескелетных организмов. Формы присутствия ОВ существенно определяются текстурой пород: в микрослоистых разновидностях ОВ находится в форме линзовидных прослойков, в неслоистых – в виде мелких и крупных пятен и в мелкозернистом рассеянном состоянии. В Салымском районе содержание $\mathbf{C_{орг}}$ в микрослоистых разностях составляет 11,8%, в неслоистых – 10,89%; в Сургутском – 12,36% и 10,3%; в Вартовском – 13,17% и 14,07%. В микроракушняковых разностях содержание ОВ понижается за счёт присутствия слабоглинистых силицитов (радиоляритов).

Глинистые минералы. Глинистая составляющая пород представлена, в основном, тонкодисперсными (0,1—0,3 мкм) гидрослюдами и смешаннослойными образованиями ряда «гидрослюда-монтмориллонит» с изменяющимся числом набухающих пакетов (20—60%). В качестве примеси присутствует каолинит, хлорит и иногда слюды (мусковит, реже биотит). **Основным глинистым минералом в породах баженовской свиты является гидрослюда [386], содержание которой от всей массы глинистого материала пород баженовской свиты в центральной части Западно-Сибирской равнины изменяется от 30 до 70%.** При расшифровке рентгенограмм соотношение гидрослюды и монтмориллонита в неупорядоченных смешанно-слойных образованиях было оценено как 65:35 ÷ 85:15 [386]. Содержание монтмориллонита в смешанно-слойных образованиях может возрастать до 35%, чаще составляет около 15—20% [386].

Вообще содержание глинистых минералов в породах БС не превышает 30%, чаще всего составляет 5—15% [386].

Монтмориллонит в чистом виде в породах баженовской свиты встречается очень редко. Он представлен, главным образом, смешаннослоистыми смектит-гидрослюдистыми сростками с неупорядоченным чередованием слоёв. На снимках, полученных с помощью электронного микроскопа, частицы смешаннослойных образований имеют изометрическую форму, чаще всего с высоким (60—80%) и средним (40—60%) содержанием набухающих пакетов. Происхождение рассматриваемых смешаннослоистых образований главным образом катагенетическое (часто аллотигенное).

На Шаимском мегавале и Красноленинском своде гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований сравнительно мало. Наибольшее количество их находится в районе Большого Салыма и юго-западной части Сургутского свода. В юго-западной части Нижневартовского свода и на северо-востоке Сургутского содержание этих минералов уменьшается, затем вновь увеличивается в районе Самотлорской и окружающих её площадей, а в направлении к Верхне-Колик-Еганской площади снова уменьшается, и они присутствуют в качестве второстепенных минералов или примесей.

Каолинит чаще всего присутствует в качестве незначительной примеси. Очень редко он входит в группу основных глинистых минералов. Определённой закономерности в его распределении по разрезу не установлено. Встречаются частицы каолинита как с совершенной структурой, что указывает на аутигенную природу его образования, так и с несовершенной структурой.

На некоторых площадях (Покамасовская, Мыхпайская, Верхне-Колик-Еганская и другие) в изученных разрезах каолинит практически отсутствует. В то же время, на юго-востоке Сургутского свода (включая Федоровскую площадь) и Самотлорской площади он входит в группу основных глинистых минералов и является в некоторых частях разреза основным породообразующим минералом глин. **Такая же картина неравномерного присутствия каолинита наблюдается нередко в пределах одной площади**.

Хлорит, также как и каолинит, чаще всего присутствует в породах баженовской свиты в виде незначительной примеси. Обычно это крупнодисперсный минерал. Частицы имеют изометричную форму с резкими контурами. Наименьшее его содержание в общей массе глинистого материала наблюдается на месторождении Большой Салым, на Сургутском и в центральной и северной частях Нижневартовского сводов. Наибольшее его содержание (более 20%) отмечается на юго-восточной части Нижневартовского свода, Северном своде и Надымском куполовидном поднятии, а также в северной части Шаимского мегавала и на Красноленинском своде.

Остальные глинистые минералы (галлуазит, хризотил, глауконит, мусковит и другие) имеют незначительное распространение и встречаются спорадически.

Средний состав глинистой компоненты пород БС для некоторых районов показан на **рис. 2.4.6** [386].

Кремнистые минералы. Как отмечено выше (смотри **рис. 2.2.6**), для битуминозных отложений баженовской свиты характерно высокое содержание **аутигенного кремнезёма биогенного происхождения**. Накопление биогенного кремнезёма связано с развитием в бассейне кремнескелетных микроорганизмов (диатомеи, радиолярии). **По отношению к глинистым породам литосферы в битуминозных отложениях содержание кремнезёма выше почти в два раза.** Физическими и химическими методами надежно диагностируются следующие минералы кремнезёма: **опал, халцедон, кварц, тридимит и кристобалит.**

Первичной формой, в которой кремнезём поступал и захоронялся в осадке, был опал, и, в гораздо меньшей степени, терригенный кварц. По мере погружения осадка происходила дегидратация и раскристализация опала по схеме: опал→халцедон→кварц. Этот ряд служит индикатором стадий литогенеза, интенсивности и длительности воздействия термобарических факторов. Не преобразованный опал обычно находится в форме рассеянной вкрапленности.

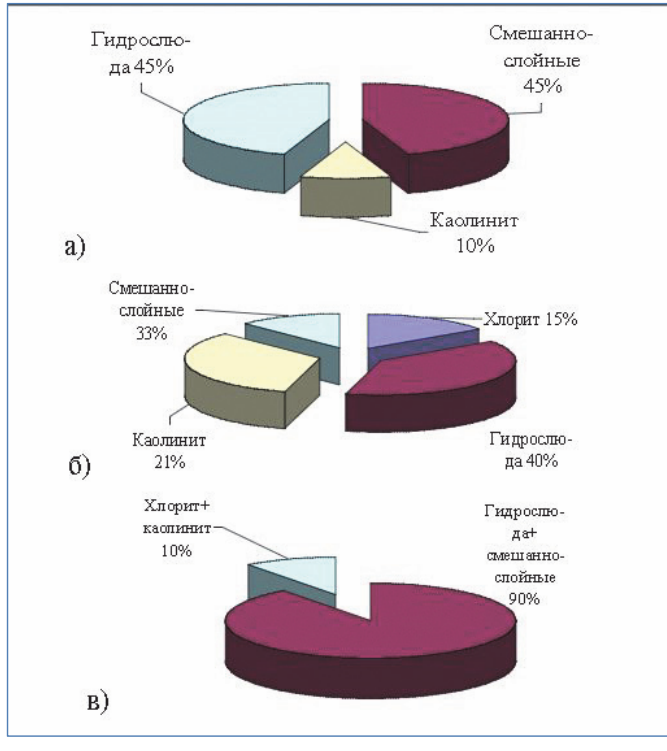


Рис. 2.4.6. Состав глинистых минералов баженовской свиты [386];
а) западного склона Сургутского свода, **б)** Рогожниковского куполовидного поднятия, **в)** Елизаровского прогиба

Халцедон является основным породообразующим минералом силицитов и кокколитофорид. Его окристаллизованность различна, чаще обнаруживается агрегатное строение, но иногда, особенно в раковинах радиолярий, халцедон образует монокристаллы и по существу представляет собой новообразованный кварц. Халцедон образует овальные выделения по сильнопреобразованным животным и растительным остаткам и в некоторых случаях встречается в виде линз и прослоев толщиной до 2—3 мм. В шлифах отличается слабой анизотропией. Образовался халцедон за счёт раскристализации в процессе диагенеза и катагенеза исходного опалового вещества кремнескелетных организмов (радиолярии, диатомеи).

Содержание указанных выше минералов в кремнистых аргиллитах достигает 25%, в остальных типах аргиллитов оно обычно не выше 5—10%.

Обломочный кварц и полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы) присутствуют в породах в виде тонкоалевритовой (с размером зёрен часто меньше 0,01 м) примеси, сравнительно равномерно рассеянной в породе. В петрографических шлифах выделяются своей окатанностью или

слабоугловатой формой, анизотропией, волнистым погасанием, совершенной спайностью и двойниками (у полевых шпатов).

Карбонатные минералы в отложениях БС представлены, главным образом, кальцитом, в меньшей степени – доломитом, иногда встречается сидерит и анкерит. Карбонаты присутствуют главным образом в известняках, мергелях, известковых аргиллитах, раковинных остатках битуминозных аргиллитов. Важным источником карбонатного вещества служили кокколитофориды.

Карбонаты встречаются в виде отдельных кристаллов, скоплений, линзочек, микропрослоев. Особое положение в отложениях баженовской свиты имеют существенно карбонатные породы конкреционной природы. **Интервалы пород, обогащённые конкреционным материалом, занимают в отложениях баженовской свиты Салымского месторождения 8—10% её объёма**. Состав конкреций – кальцит-доломитовый, иногда в подошве свиты – сидеритовый. Встречаются почти чисто кальцитовые конкреции. Содержание доломита в карбонатных конкрециях изменяется от единиц процентов до 80% от всей карбонатной массы породы. Кроме карбонатного материала в конкрециях содержатся: глинистый материал – 5—25%, сапропелевое органическое вещество – 5—15%, кремнистый материал – 5—15%, алевритовый материал кварцево-полевошпатового состава – 2—5% [58].

В зависимости от интенсивности процессов карбонатизации, доля карбонатного материала в отдельных линзах или прослоях может достигать 95% [386]. Толщина прослоев, обогащённых карбонатным материалом, изменяется от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. Наиболее развиты карбонатные прослои в подошвенной и средней частях баженовской свиты. Массивные карбонатные породы, в основном, характеризуются пятнистой текстурой, обусловленной скоплением конкреционных тел. Иногда при слиянии конкреций образуются сливные известняки.

Как известно, при доломитизации известняков происходит уменьшение изначального объёма породы. При этом в результате процесса доломитизации уже литифицированного известняка происходит образование дополнительной ёмкости, которая при полной доломитизации чистых известняков может достигать 12,3%.

В результате доломитизации изначально микро- и тонкозернистого известняка происходит растрескивание породы на отдельные блоки (2—20 мм), разделённые заполненными доломитом трещинами или полостями с раскрытостью до нескольких миллиметров.

В отдельных скважинах в карбонатных породах содержание доломита составляет до 80% от всего карбонатного материала. Именно в карбонатных породах этих пачек в нескольких скважинах и обнаружены кавернозные разности.

Этот этап доломитизации можно назвать доломитизацией первой генерации.

Доломиты второй генерации являются более поздними образованиями. Они выполняют стенки вновь созданных трещин и полостей. Кристаллы доломита второй генерации отличаются чистотой, большей величиной и правильной огранкой.

Пирит. Характерной чертой отложений баженовской свиты является повсеместное присутствие диагенетического пирита, содержание которого в среднем обычно составляет 5%. Наиболее обогащены пиритом высокобитуминозные глинистые разновидности верхней части толщи. Чаще всего он присутствует в виде микроглобул (фрамбоидов) и их агрегатов, обогащённых органическим веществом, обычно ориентируясь по слоистости. Часто пирит замещает не только остатки микроорганизмов, но и растительный детрит.

Формирование пирита обычно связывается со средообразующей функцией ОВ [386], за счёт которой идёт микробиологическая сульфатредукция, с последующим связыванием серы в пирит в восстановительных условиях. Связывание сероводорода в сульфиды подтверждается наличием фрамбоидов пирита [386], которые обычно связаны с деятельностью микроорганизмов. Массовая концентрация пирита в отдельных образцах достигает 40% [386].

Другие минералы. В отдельных случаях в разрезах БС присутствуют слои, в которых породообразующими являются минералы группы фосфорита, а в некоторых породах встречаются цеолиты; сульфиды цинка и свинца; барит [386, 576].

2.4.2.3. Перечень основных компонентов пород баженовской свиты

Для удобства читателя приведём перечень основных компонентов пород баженовской свиты, которые в тех или иных количествах в них встречаются (без дифференциации по содержанию) [74—76, 79—83, 87, 88, 91—93, 145, 158, 164].

Составные части пород баженовской свиты:

1. Минеральный скелет.
2. Органическое вещество.
3. Вода.
4. Нефть.
5. Газы (в основном, при ТГВ).

Компоненты минерального скелета:

1. Кремнезёмные минералы:

– агрегаты кварца-халцедона;
– опал;
– тридимит;

– кристобалит;
– скрытокристаллический аутигенный кварц;
– микрокристаллический аутигенный кварц;
– зёрна кварца.
2. Глинистые минералы:
– гидрослюда;
– монтмориллонит;
– хлорит;
– каолинит;
– смешаннослойный минерал (гидрослюда+монтмориллонит);
– гидрослюда + смешаннослойный минерал;
– аутигенный галуазит.
3. Карбонатные минералы:
– кальцит;
– доломит;
– сидерит;
– анкерит;
– смешанные известково-доломитовые разности;
– гипс;
– карбонатапатит [92].
4. Аргиллиты:
– кремнистый;
– кремнисто-углеродистый;
– кремнисто-пиритово-углеродистый;
– карбонатный.
5. Пирит.
Прочие:
6. *Полевые шпаты* (натриевые и калиевые), в том числе *альбит*.
7. *Мусковит*.
8. *Целестин, барит* [386, 512, 576], гипс, фосфаты, рутилцеолиты; сульфиды цинка и свинца, сульфат натрия (тенардит) [576].
9. *Уголь*[92].
10. *Твёрдый битум (альбертит)* [92].

Необходимо отметить, что в породах свиты присутствуют также остатки: скелетов радиолярий, ихтиофауны, планктонных членистоногих; давленных раковин бухий, аммонитов, ростров белемнитов и других форм морской биоорганики [88, 90, 91, 93, 94, 145, 158, 164], а также обломочный материал. В районе, исследованном в работе [145], обломочный материал алевритовой размерности относительно равномерно распределён в породах средней и верхней частей свиты. Доля обломочного материала, как правило, не превышала 5% [145]. В минеральном составе обломочной части пород преобладает кварц (70—80%); кроме того, присутствуют зерна полевых шпатов [145].

В целом по всем приведённым данным можно принять, что породы свиты сложены *шестью* породообразующими компонентами:

- **– глинами,**
- **– силицитами,**
- **– карбонатами,**
- **– органическим веществом,**
- **– пиритом,**
- **– иными минералами, встречающимися в малых количествах (менее 5%) и не повсеместно (**полевые шпаты, мусковит, целестин, барит, гипс, фосфаты, рутил, уголь, твёрдый битум и другие).

Весьма наглядная упрощённая схематическая модель пород БС, дающая представление о её составе, приведена в работе [288] (смотри **рис. 2.4.7**).

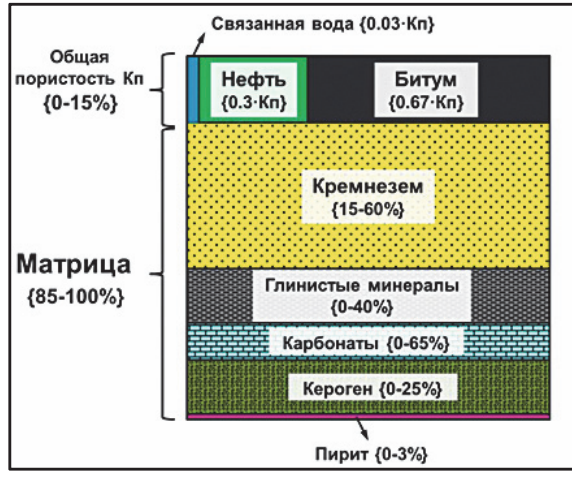


Рис.2.4.7.Концептуальная объёмная модель пород БС [288]

При этом в работе [288] предполагалось, что в порах находится как подвижная, сравнительно лёгкая нефть, так и вязкие УВ (именуемые в цитируемой работе «битумом»).

2.4.2.4. Пространственная изменчивость минерального состава пород БС и её значение для численного моделирования ТГВ

Как видно из приведённого краткого литературного обзора, **компонентный состав пород БС отличается значительной пространственной изменчивостью.**

Например, на одних площадях хлорит практически отсутствует, на других его концентрация достаточно заметна. То же самое относится и к

каолиниту. В разных зонах БС отмечаются и различные формы силицитов, где-то – опал, где-то – халцедон. В каких-то зонах БС присутствует доломит, в каких-то – преимущественно кальцит, и так далее, и тому подобное.

Эта характерная черта БС крайне важна для численного моделирования её разработки. **Как следует из материала Частей III и IV, вещественный состав пород, естественно, в значительной степени определяет и механические свойства пород и их фильтрационные параметры. Следовательно, значительная пространственная изменчивость характерна для всех параметров пород БС, существенных для моделирования любого способа её разработки.**

Как следует из материала Части V, компонентный состав пород может оказывать достаточно заметное влияние и на характер протекания процессов термолиза и окисления ОВ, составляющих суть метода ТГВ. Дело в том, что различные минералы содержат различные микроэлементы, являющиеся в принципе катализаторами процессов термолиза и окисления ОВ; кроме того, различные минералы влияют на эти процессы и за счёт сорбционных эффектов (смотри **пп. 5.6.3.9, 5.6.4.4**).

Более того, как показано в Части V, компонентный состав существенно связан и с количеством ОВ: например, чем выше содержание карбонатов, тем меньше содержание ОВ.

Естественно, дополнительная неоднородность по процессам окисления и термолиза ОВ должна значительно усложнить моделирование ТГВ по сравнению с моделированием традиционных методов добычи.

Следует также подчеркнуть, что приведённая выше дифференциация породообразующих компонент пород БС важна при решении многих геологических задач. Но для моделирования разработки скорее всего она является несколько избыточной. Для этой конкретной цели, видимо, будет достаточно разделения компонент на силициты, карбонаты, глины, ОВ и пирит.

Первые три определяют механические и фильтрационные свойства, ОВ – характер химических реакций при ТГВ, а пирит – теплопроводность и электрическое сопротивление пород, ввиду аномальности его тепловых и электрических свойств по сравнению с другими компонентами пород БС.

2.4.3. Основные литотипы пород баженовской свиты в нормальных разрезах

Стохастический характер локальных механизмов формирования отложений баженовской свиты порождает высокую степень изменчивости литологического состава пород, которую отмечают все специалисты, проводившие литологические исследования пород БС (см., например, работы [87—94, 96, 97, 134, 139, 141, 145, 158, 288]). Выявление закономерностей литологии пород при такой сильной изменчивости

традиционно осуществляется прежде всего путём дискретной типизации пород и выделения конечного набора «литотипов» [87—94, 96, 97, 108, 110, 134, 139, 141, 145, 158, 218—222].

При этом **«под литологическими типами (литотипами) понимаются естественные типы пород, характеризующиеся устойчивыми (типичными) сочетаниями литологических признаков – состава, строения, органических остатков, характера границ, выдержанности по площади и других» [134].**

Естественно, результат типизации зависит и от района исследований в рамках обширной территории распространения баженовской свиты, и от объёма выборки керна, и от субъективного подхода исследователя; поэтому и результаты в разных публикациях заметно разнятся.

Следует отметить, что общепринятое современное название литотипов пород БС строится на основе величин концентраций основных породообразующих компонент [92, 158]. Нижний предел содержания компонента, который учитывается в названии породы, принимается равным 5%. При его содержании свыше 50% порода считается монолитической (песчаник, известняк и тому подобное). Остальные компоненты, содержание которых превосходит 5%, но меньше 50%, входят в название, но в качестве прилагательных. Если содержание ни одного компонента не превышает 50%, то порода считается *смешанной*, и название определяется всеми компонентами, содержание которых лежит в интервале 5—50%, причём расположение прилагательных соответствует содержанию компонента в породе.

Т.В. Дорофеева с сотрудниками [129], привлекая вещественный состав, текстуру пород и содержание алевритового материала, выделила **десять литотипов** пород:

1) чёрные, однородные, слабослоистые бескарбонатные, с содержанием алевритового материала менее 5%;
2) такие же чёрные породы, но с содержанием алевритового материала 5—25%;
3) бурые, слоистые, с содержанием алевритового материала менее 5%, бескарбонатные;
4) такие же бурые, но с содержанием алевритового материала 5—15%;
5) серые или буровато-серые, с тонкозернистой или чешуйчатой структурой, с малой долей алевритовых частиц;
6) породы, близкие к типам 1 и 2, содержащие 7—30% остатков радиолярий или линзочек аутигенного кремнезёма;
7) породы, содержащие 3—20% рассеянных карбонатов;
8) породы, образующиеся по типу 6, но с замещением кремнёвых линзочек или радиолярий метасоматическими карбонатами;

9) разные породы с крупными вкраплениями доломита;
10 карбонатные породы разной зернистости.

В ранних работах И.Н. Ушатинского [218, 219] в баженовской свите было выделено **шесть литотипов** пород: *силициты слабоглинистые; силициты глинистые; глины кремнистые; глины известковисто-кремнистые; мергели; известняки.*

И.И. Нестеров разработал весьма детальную классификацию [220], в которой выделено **18 типов собственно сапропелевых пород и 124 типа пород.** Все они образованы сочетанием указанных в **пп. 2.4.1 четырёх** основных породообразующих компонентов [92].

М.Ю. Зубков с соавторами в работе [221] на Салымском месторождении с помощью построения треугольников вещественного состава в баженовской свите выделил **восемь литотипов** пород: *глинистые; карбонатные; глинисто-карбонатные; кремнисто-карбонатно-глинистый; глинисто-кремнисто-карбонатный; глинисто-карбонатно-кремнистый; глинисто-кремнистый; пиритовый – с высоким содержанием пирита (до 40%), карбонатов (до 70%), кремнезёма (30—40%), органического вещества (до 20%).*

В докладе А.В. Шпильмана [155] указывается, что в баженовской свите наличествуют **пять литотипов** пород: *глинисто-кремнистые тонколистоватые; глинисто-кремнистые тонколистовато-чешуйчатые; глинисто-карбонатно-кремнистые (тонколистовато-чешуйчатые); радиоляриты кремнистые; радиоляриты кремнисто-карбонатные.*

В монографии [131] породы баженовской свиты разделены на **семь литотипов**:

1) силициты битуминозные;
2) глины массивные (кремнистые, битуминозные);
3) глины микрослоистые (листоватые) кремнистые и битуминозные, но более известковистые, чем массивные разновидности;
4) глины тонкопелитовые (слабокремнистые, слабобитуминозные)
5) алевритовые (слабокремнистые, слабобитуминозные);
6) мергели
7) известняки.

Пример литологической классификации для Центральной и Северной частей Западно-Сибирской плиты в пределах Пур-Иртышского фациального района по данным работы [92] приведён в **таблице 2.4.5**.

В пределах Среднеобского геоблока [94] по результатам анализа кернового материала выделено **шесть** основных **литотипов** пород

баженовской свиты: *силициты биогенные сапропелевые; силициты глинистые биогенные сапропелевые; аргиллиты сапропелевые; аргиллиты кремнистые сапропелевые; известняки биогенные кремнисто-глинистые; мергели глинисто-кремнистые.*

В работе [158] на Западной окраине Сургутского свода выделено **восемь литотипов** пород (**с учётом подлитотипов – двенадцать**): *глинистые; керогено-кремнисто-глинистые и керогено-карбонатно-глинистые; глинисто-керогено-кремнистые и глинисто-керогено-карбонатные; глинсто-кремнисто-карбонатные; глинисто-карбонатно-керогеновые; керогено-глинисто-карбонатные, керогено-кремнистые, керогено-карбонатные; карбонатные; песчано-алевритовые.*

В работе [138] изучались породы Средне-Назымского и Гальяновского месторождений, и выделено **три основных литотипа** глинисто-карбонатно-кремневых пород, составляющих до 80% вертикальной толщины разреза:

1) глинисто-кремневые породы;

2) карбонатно-кремневые породы;

3) биотурбированные кремневые породы с кремниевыми стяжениями.

Кроме них выделены и породы **четвёртого литотипа**, суммарная толщина которых в разрезе составляет около 22%:

4) карбонатизированные породы, представленные, в основном, вторично преобразованными радиоляритами (апорадиорялитовыми известняками и доломитами) и трещинно-кавернозными известняками.

В работе [164] подробно исследованы породы баженовской свиты Обь-Иртышского междуречья. Для выделения дискретных литотипов пород применён метод кластерного анализа. Такое разделение было проведено раздельно для низкокарбонатных пород – с содержанием карбонатного материала менее 5%, и для высококарбонатных. Раздельно проводилась кластеризация как для северо-западной, так и юго-восточной частей изучаемой территории. При дальнейшем анализе породы из двух рассмотренных районов исследуемой территории были дополнительно разделены на высококремнистые и низкокремнистые. Для примера часть полученных результатов приведена в **таблице 2.4.6**.

Данные таблицы весьма примечательны. Во-первых, они показывают, что в пределах выделенных классов пород состав варьирует довольно значительно, статистические кривые распределений содержаний разных минералов – достаточно широки.

Во-вторых, явно видно различие составов в разных географических частях района исследования. И, в-третьих, на довольно обширной исследованной в работе [164] территории содержание ОВ не слишком высоко, что более подробно рассмотрено в **Части V**.

Группа пород	Подгруппа пород	Тип пород
Монолитические	**Аргиллиты**	Аргиллит кремнистый
		Аргиллит кремнисто-пиритовый
		Аргиллит кремнисто-углеродистый
		Аргиллит кремнисто-пиритово-углеродистый
		Аргиллит карбонатный (сидеритово-известково-доломитовый)
		Аргиллит кремнисто-кальцитовый
		Аргиллит кремнисто-сидеритовый
	Кремнистые (силициты)	Силицит глинистый
		Силицит глинисто-углеродистый
		Силицит глинисто-углеродисто-пиритовый
		Силицит глинисто-карбонатный
		Силицит глинисто-карбонатно-углеродисто-пиритовый
	Карбонатные	Доломит
		Известняк доломитовый
		Доломит известково-глинисто-кремнистый
		Доломит глинисто-кремнистый
Смешанные		Глинисто-кремнистая порода
		Кремнисто-глинисто-углеродистая порода
		Кремнисто-глинисто-пиритовая порода
		Кремнисто-глинисто-углеродисто-пиритовая порода
		Кремнисто-глинисто-известковая порода
		Кремнисто-глинисто-известково-углеродисто-пиритовая порода
		Кремнисто-глинисто-фосфатно-глауконитовая порода
		Глинисто-углеродисто-пиритово-алевритовая порода
		Глинисто-алевритовая порода
		Глинисто-алевритово-карбонатная порода
		Фосфатно-карбонатная порода
Уголь		Уголь сапропелевый
Твёрдый битум		Альбертит (керит)

Таблица 2.4.5. Типы пород баженовской свиты по району исследований работы [92]

Подгруппа пород	Географическая часть района исследований	Содержание минерала в подгруппе, %			
		Кварц	Глина	Пирит	$C_{орг}$
Аргиллиты пиритисто-кремнистые и кремнистые	С-З	18,88 ± 7,93	69,75 ± 8,38	6,36 ± 5,79	2,55 ± 1,16
Аргиллит низкоуглеродисто-кремнистый	Ю-В	24,55 ± 3,05	49,32 ± 7,11	5,06 ± 3,04	3,35 ± 2,5
Аргиллит углеродисто-кремнистый и кремнистый	Ю-В	25,6 ± 4,74	56,8 ± 15,01	4,98 ± 3,01	6,66 ± 2,76
	Ю-В	17,53 ± 1,68	59,65 ± 6,12	3,95 ± 0,82	4,53 ± 1,14
Углеродисто-глинисто-кремнистые породы	Ю-В	36,05 ± 10,3	35,33 ± 8,00	4,20 ± 0,98	8,45 ± 3,93
Углеродисто-пиритово-кремнисто-глинистые породы	С-З	18,61 ± 8,14	22,67 ± 15,75	20,58 ± 10,2	16,79 ± 4,51
	Ю-В	33,41 ± 3,02	18,63 ± 5,16	27,52 ± 5,55	8,93 ± 1,88
Пиритисто-углеродисто-глинисто-кремнистые породы	С-З	47,97 ± 8,25	39,8 ± 10,07	6,90 ± 1,83	10,5 ± 5,66
		44,67 ± 4,14	17,15 ± 4,15	7,02 ± 3,13	11,46 ± 4,87
	Ю-В	44,1 ± 2,84	20,72 ± 4,29	5,60 ± 0,94	10,49 ± 1,55
		44,76 ± 1,71	20,64 ± 11,30	7,41 ± 1,38	12,00 ± 2,77
		40,70 ± 2,63	5,66 ± 3,33	8,04 ± 1,87	12,88 ± 1,30
		33,39 ± 4,89	31,65 ± 3,45	8,79 ± 4,36	12,47 ± 3,61
Силициты углеродисто-глинистые	С-З	61,46 ± 14,05	22,58 ± 12,90	4,64 ± 1,38	8,66 ± 3,40
		56,71 ± 6,23	24,98 ± 5,23	4,73 ± 1,72	9,53 ± 3,91
	Ю-В	66,89 ± 7,90	16,16 ± 7,59	3,32 ± 1,50	8,58 ± 3,62
		49,30 ± 2,64	28,60 ± 8,90	4,04 ± 0,78	9,57 ± 1,82
Силициты пиритисто-углеродисто-глинистые	С-З	52,84 ± 6,22	16,68 ± 5,96	5,22 ± 1,79	10,35 ± 3,71

Таблица 2.4.6. Минералогический состав подгрупп низкокарбонатных пород баженовской свиты [164]

В работе [88] детальный анализ кернового и каротажного материала позволил выделить в свите **пять литотипов,** сформированных из пяти породообразующих компонентов (смотри пп. 2.4.1): *карбонаты (известняки и доломиты), силициты, карбонатизированные силициты, глинистые силициты и смешанные карбонато-глинистые силициты.* Породы последних двух литотипов по содержанию ОВ, большему и меньшему 5%, делятся на подтипы [88]. Всего выделено **пять литотипов** и **семь разностей**, **с учётом подтипов**.

Объёмно-минеральные модели некоторых из выделенных **литотипов** приведены на **рисунках 2.4.8** и **2.4.9**.

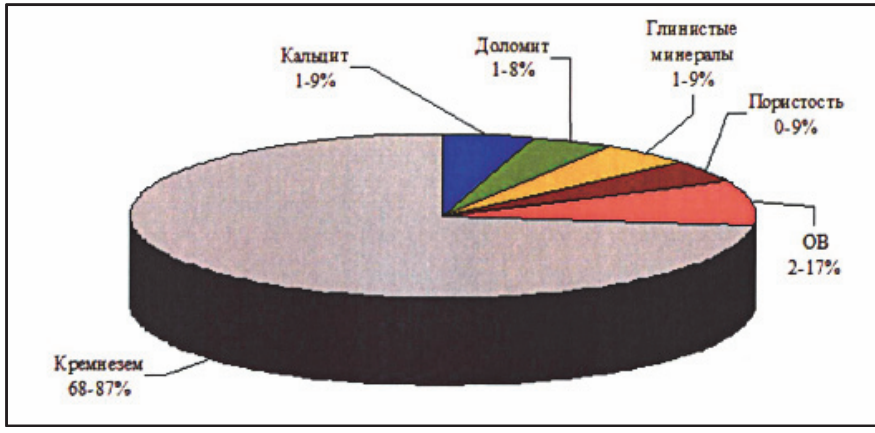


Рис. 2.4.8. Объёмная минерально-компонентная модель силицитов [88]

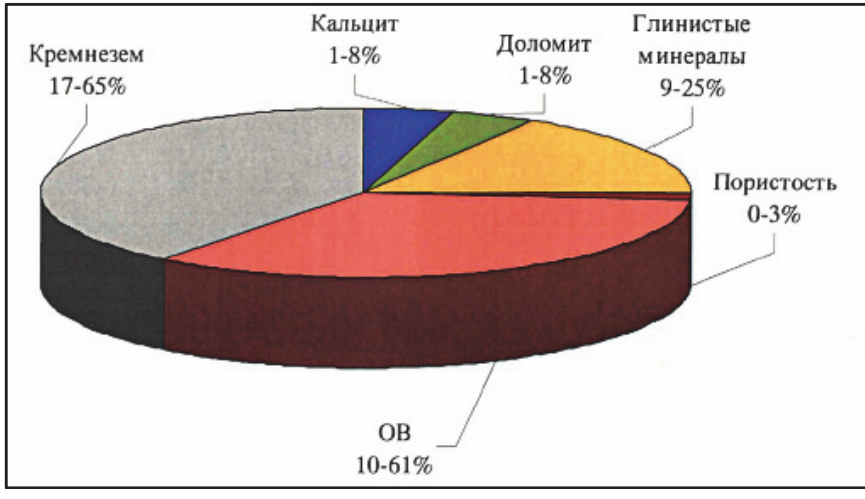


Рис. 2.4.9.Объёмная минерально-компонентная модель глинистых силицитов с содержанием ОВ более 5% [88]

Породы баженовской свиты изучены на нескольких площадях Широтного Приобья в работе [90] – по данным каротажа 75 скважин и керна из 30 скважин. Выделение литотипов проведено в работе [90] с помощью известной треугольной диаграммы Г.И. Теодоровича [223] (см. **рис. 2.4.10**), для построения которой используется процентное соотношение карбонатной, кремнистой и глинистой составляющих для различных пород. Для баженовской свиты выделено **пять литотипов** пород: *битуминозный известняк; битуминозный глинистый силицит; кремнистый битуминозный*

известняк; кремнистый аргиллит; массивный аргиллит. Два литотипа выделено в абалакской свите, которая изучалась в работе одновременно с баженовской свитой.

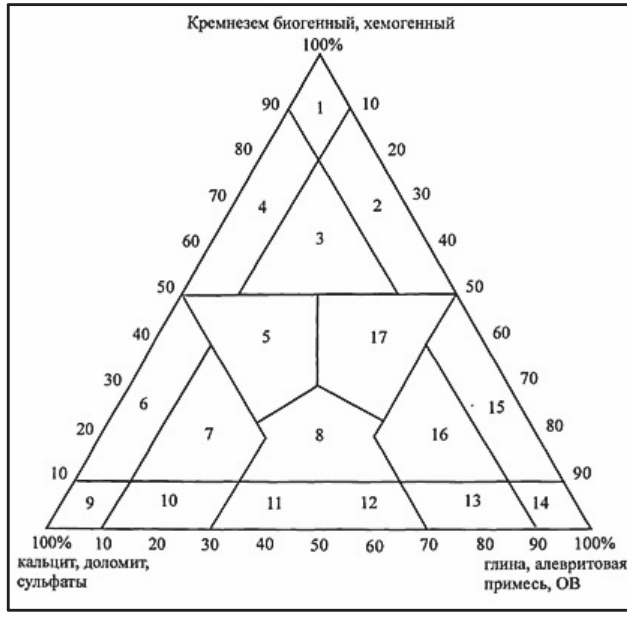


Рис. 2.4.10. Треугольная диаграмма состава по Г.И. Теодоровичу [223] (рисунок заимствован из работы [90]);
1 – силициты; **2** – глинистые силициты; **3** – известковисто-глинистые силициты; **4** – известковистый (или доломитовый) силицит; **5** – кремнеизвестняк (кремне-доломит); **6** – кремнистый известняк (доломит); **7** – кремнисто-глинистый известняк (доломит); **8** – кремнистый мергель; **9** – известняк (доломит); **10** – глинистый доломит; **11** – мергель или доломитовый мергель; **12** – глинистый мергель (или доломитовый глинистый мергель); **13** – известковистый (доломитовый) аргиллит; **14** – аргиллит; **15** – кремнистый аргиллит; **16** – кремнисто-известковистый (доломитовый) аргиллит; **17** – кремнеаргиллит

Подробное литологическое изучение пород баженовской свиты Широтного Приобья проведено в работе [134]; в результате в разрезе свиты выделены **тринадцать литотипов и подтипов** пород:

1) глины полимиктовые (глауконит-хлорит-иллит-смектитовые);
2) глинисто-кероген-кремнистые отложения (тонкослоистые, микролинзовидные, сильно битуминозные);
3) кероген-глинисто-кремнистые отложения (тонкослоистые, микролинзовидные, сильно битуминозные, с примесью глауконита);
4) кероген-карбонатно-кремневые отложения (тонкослоистые микролинзовидные, сильно битуминозные);
5) известняки (комковатые, микритовые, неяснослоистые);
6) кремнистые породы со стяжениями (конкрециями);
7) известняки однородные, микритовые, трещинно-кавернозные;

8) известняки мелко- среднекристаллические апорадиоляритовые;
9) известняки с цементом прорастания, апорадиоляритовые;
10) радиоляриты;
11) доломиты кремнистые, апорадиоляритовые;
12) доломиты мелко- среднезернистые, апорадиоляритовые;
13) доломиты битуминозные, апорадиоляритовые.

Различие состава основных типов пород баженовского горизонта, выделенных в работе [134], отражено в **таблице 2.4.7**. Отметим, что в [134] более подробно, чем во многих иных исследованиях, дифференцированы различные типы известняков.

Литотипы	Максимальное содержание, %					
	кремнезём	глины	кальцит	доломит	пирит	ОВ
Глины полимиктовые глауконит-хлорит-иллит-смектитовые	–	80	10	–	10	3
Глинисто-кероген-кремневые отложения	60	15	5		5	20
Кероген-карбонатно-кремневые	50	7	20		5	20
Кремневые породы со стяжениями	80	5	2	2	10	10
Известняки комковатые («пятнистые») микритовые	5		80		5	10
Известняки микритовые трещинно-кавернозные			85		15	
Известняки мелко-среднекристаллические	5		80			15
Известняки с цементом прорастания апорадиоляритовые	5		80			15
Радиоляриты	70		5			20
Вторичные доломиты кремнистые апорадиоляритовые	30			50		15
Вторичные доломиты мелко-среднезернистые апорадиоляритовые	10		10	65		15
Вторичные доломиты битуминозные апорадиоляритовые	5		20	50		25

Таблица 2.4.7. Минеральный состав основных литологических типов отложений баженовского горизонта на западе Широтного Приобья [134]

Для иллюстрации на **рисунках 2.4.11—2.4.13** показаны фотографии и зарисовки шлифов некоторых литотипов пород из работы [134].

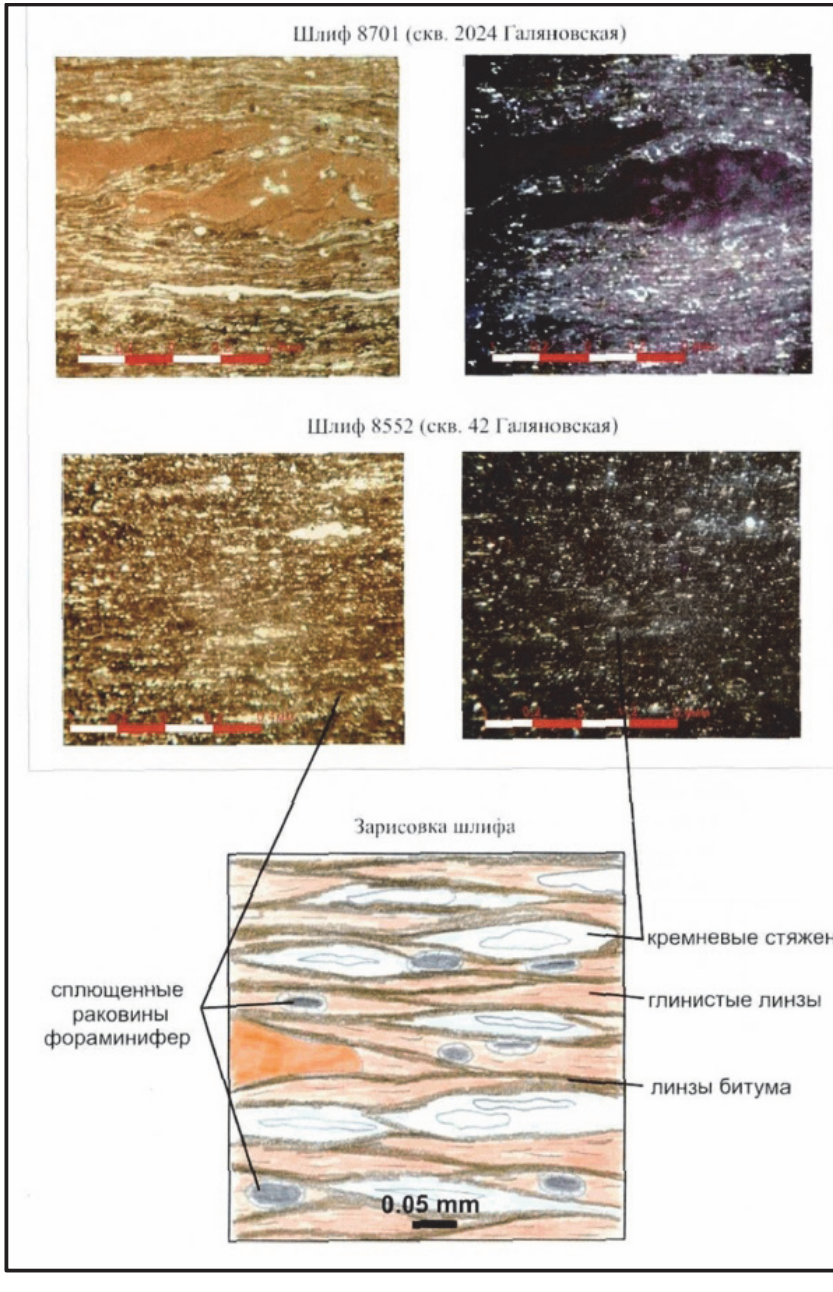


Рис. 2.4.11. Глинисто-кероген-кремнистые, тонкослоистые, микролинзовидные, сильно битуминозные отложения [134]

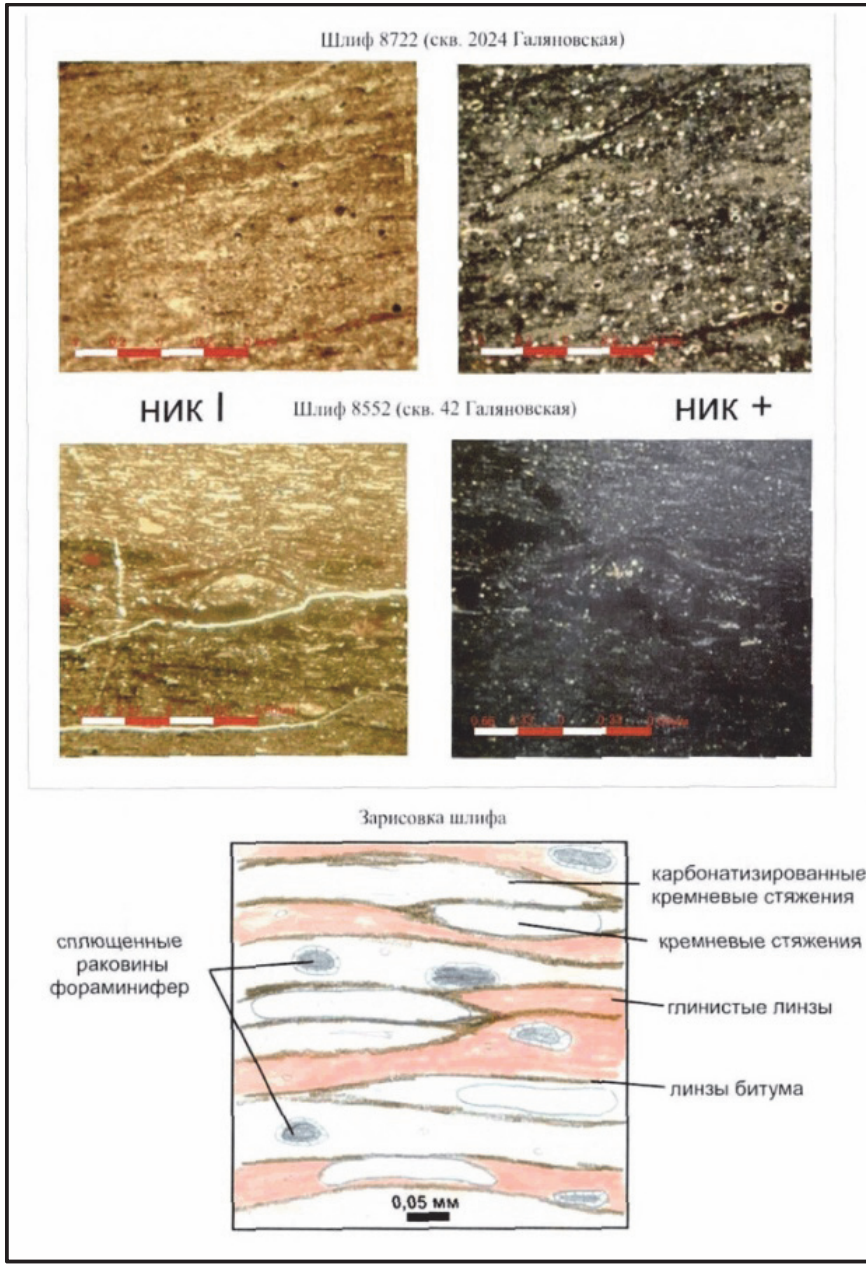


Рис. 2.4.12. Кероген-карбонатно-кремневые, тонкослоистые, микролинзовидные, сильно битуминозные отложения [134]

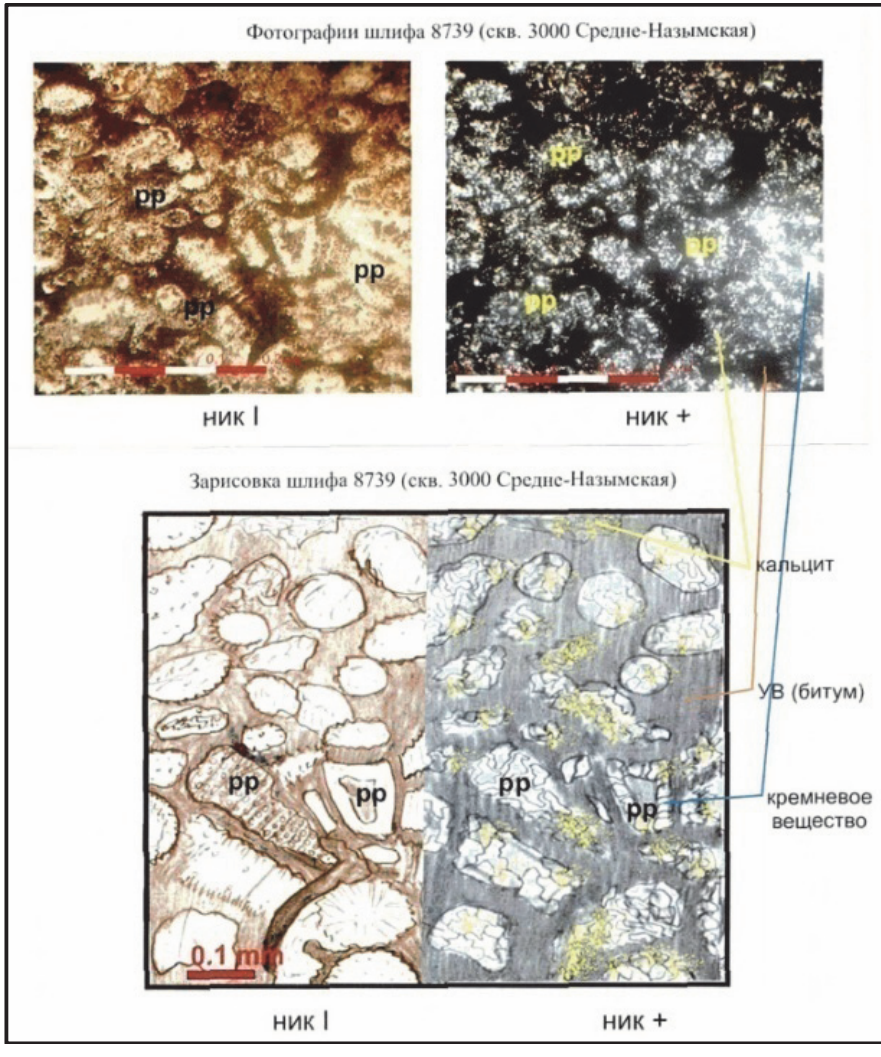


Рис. 2.4.13. Радиоляриты (pp – остатки радиолярий) [134]

В диссертации [91] баженовская свита изучалась в районе Красноленинского свода. Литологическая типизация состояла из **семи литотипов** с добавлением **восьмого**, встреченного на Алёхинском месторождении, и включала породы [91]: *глинистые; кремнисто-глинистые и карбонатно-глинистые; глинисто-кремнистые, реже – глинисто-карбонатные; глинисто-кремнисто-кремнистые; глинисто-карбонатные; карбонатно-глинисто-*

карбонатные, реже – керогено-кремнистые или керогено-карбонтаные; карбонатные; песчано-алевритовые.

В **таблице 2.4.8**, заимствованной из работ [91, 158, 227], показан состав литотипов, выделенных в исследованном в этих работах районе.

Характеристика и номер литотипа	Содержание материала, % (объемные)			
	Глинистого	Кремнистого	Карбонатного	Керогена ($К_{кер}$)
I Глинистый	67 / 50—80	10 / 5—20	Следы	10
II Керогено-глинистый	43 / 33—50	20 / 15—25	5 / 0—10	20 / 12—30
III Глинисто-керогено-кремнистый	23 / 13—33	40 / 30—50	10 / 5—15	30 / 25—36
IV Глинисто-кремнисто-керогеновый	23 / 15—25	27 / 20—35	15 / 10—20	40 / 35—45
V Глинисто-керогено-карбонатный	26 / 10—35	15 / 10—30	35 / 20—40	22 / 15—30
VI Керогено-глинисто-карбонатный	25 / 16—35	15 / 10—20	50 / 40—60	15 / 10—20
VII Песчано-алевритовый	12,5 / 5—15	40 / 30—45	5 / 2—60	16 / 12—20

Таблица 2.4.8. Литологическая характеристика литотипов пород БС, выделенных в работах [91, 158, 227]

В результате детального изучения керна сотрудниками МГУ [74, 75, 79—83, 88] были выделены **шесть литотипов** пород баженовской свиты:

1) карбонатные (известняки, доломиты, смешанные известково-доломитовые породы) – массивные и линзовидные, пластичные;
2) *кремнисто-радиоляритовые* – массивные и линзовидные, хрупкие;
3) карбонатно-кремнистые – массивные и линзовидные, хрупкие;
4) глинисто-кремнистые – тонкослоистые, пластичные;
5) карбонатно-глинисто-кремнистые – тонкослоистые, пластичные;
6) керогено-глинисто-кремнистые.

Этот перечень был несколько уточнён в работе [150], в которой породы БС разделены по-прежнему на **шесть литотипов:**

1) глинисто-кремнистые;
2) карбонатно-кремнистые;
3) карбонатные;
4) пачки чередования керогено-глинисто-кремнистых, кремнистых, глинисто-кремнистых и карбонатно-кремнистых пород;

5) кремнисто-радиоляритовые; керогено-глинисто-кремнистые.

В диссертации [93] в БС выделено **пять литотипов** пород:

1) тонколистоватые глинисто-кремнистые разности;
2) тонколистовато-чешуйчатые глинисто-кремнистые разности;
3) тонколистовато-чешуйчатые глинисто-карбонатно-кремнистые разности;
4) радиолярит кремнистый;
5) радиолярит известковый.

Литолого-минералогическая характеристика выделенных литотипов приведена в **таблице 2.4.9**.

Литотип	Кол-во обломков	Глина	Кероген	Карбонатная фауна	Рассеянный карбонат	Общая карбонатность	Термовесовой анализ			Кремнистая фауна	Рассеянный кремнезём	Общее содержание кремнистого материала	Ихтиодетрит	Пирит	Пирит (расчётным методом по химическому составу), % масс
							Кальцит	Доломит	ОПВ						
1	7 18	27 10	18 68	1 69	4 33	6 03	11 04	10 33	21 38	3 71	35 23	38 58	3 07	10 68	8 87
2	4 34	23 45	16 99	1 74	4 02	5 85	6 32	1 25	7 57	6 61	39 68	45 57	3 53	9 39	5 8
3	3 79	20 55	13 66	6 52	12 56	18 35	5 40	17 35	22 75	6 48	32 77	39 04	4 84	11 94	4 43
4	3 40	19 82	15 50	3 50	6 75	9 98	11 23	1 39	12 61	30 83	30 17	61 00	2 87	9 35	4 39
5	2 47	14 92	14 10	23 48	27 38	50 87	17 34	19 94	37 28	4 41	17 75	21 48	3 52	13 40	4 25

Таблица 2.4.9. Литолого-минералогическая характеристика литотипов пород БС, выделенных в [93]

Некоторые исследователи вообще основными считают только **три литотипа** пород: *аргиллиты, силициты, известняки*. В качестве *переходных разностей* рассматривают глинистые породы, в различной степени окаменелые и карбонатизированные.

В работе [238] проведено обобщение литологии пород баженовской свиты и выделено **четыре литотипа**:

1. Глинисто-кремнистые породы, обогащённые органическим веществом (ОВ), слагают основную часть баженовской свиты (около 65%). Они сформированы следующими компонентами:
   – тонкослоистые породы, сложенные биогенным кремнезёмом (до 50%);
   – глины (до 30%);
   – остатки организмов с карбонатным скелетом (до 10%).
2. Карбонатно-кремнистые породы, также обогащённые ОВ, составляют около 15% баженовской свиты. Они сформированы следующими компонентами:

– тонкослоистые породы, сложенные биогенным кремнезёмом (до 30%);
– остатки кокколитофорид (до 25%);
– глины (до 10%).

3. Радиоляриты – составляют около 15% баженовской свиты. Они сформированы следующими компонентами:
   – остатки радиолярий (до 90%), могут быть по составу кремнистыми или замещёнными кальцитом или доломитом;
   – глины (до 5%).
4. Доломиты – составляют не более 5% баженовской свиты, представлены перекристаллизованным доломитом.

Основные параметры литотипов пород баженовской свиты

Номер и наименование литотипа породы	Содержание материала, % объемные				Пустотность пород, %		Проницаемость нефти, мкм^2		Сжимаемость пустотного пространства пород, 10^{-3} МПа$^{-1}$			Раскрытость трещин, мкм
	глинистого	кремнистого	карбонатного	керогена	поровая	каверно-трещинная	пород матрицы	каверно-трещинных пород	порового пространства		трещин	
									в упругой области	в упруго-пласти-ческой области		
I глинистый	>50	10 (5-20)	<5	<10	7 (4-12)	<0.1	10^{-7} (10^{-8}-10^{-5})	10^{-4} (10^{-5}-10^{-3})	1.9-2.45	7.7-10.9	15.4	10-30
II кремнисто-глинистый	43 (37-50)	20 (15-25)	5 (1-10)	20 (12-30)	7.5 (5.5-13)	0.15 (0.02-0.3	10^{-6} (10^{-8}-10^{-4})	10^{-3} (10^{-5}-10^{-2})	1.15-2.05	7-9.9	14	15-50
III глинисто-кремнисто-кремнистый	24 (13-32)	40 (30-50)	10 (5-15)	30 (25-36)	8.6 (6-16)	0.1 (0.02-0.3	10^{-6} (10^{-7}-10^{-5})	10^{-3} (10^{-5}-10^{-2})	1.72-2.25	6.3-9.0	17.6	30-150
IV глинисто-кремнисто-кремнистый	23 (18-25)	27 (20-35)	15 (10-20)	40 (35-45)	8.5 (6-15)	0.1 (0.04-0.2	10^{-6} (10^{-8}-10^{-4})	10^{-4} (10^{-5}-10^{-3})	1.81-2.35	8.9-12.6	18.2	20-30
V глинисто-кремнисто-карбонатный	26 (10-35)	15 (10-30)	35 (20-40)	22 (15-30)	7.5 (4-10)	0.2 (0.04-0.55	10^{-8} (10^{-9}-10^{-6})	10^{-2} (10^{-4}-10^{-1})	0.5	4.3-6.1	13.8	25-500
VI кремнисто-глинисто-карбонатный	25 (16-35)	15 (10-20)	45 (40-50)	15 (10-20)	6 (3-7.5	0.2 (0.08-0.5	10^{-8} (10^{-9}-10^{-6})	10^{-2} (10^{-4}-10^{-1})	0.35	0.5-0.7	14.5	30-800
VII карбонатный	<10	<10	>50	2 (1-4	2.2 (1.4-5.2	0.25 (0.02-4	10^{-8} (10^{-9}-10^{-6})	10^{-2} (10^{-4}-10^{-1})	0.3	0.4-0.5	14.7	30-1000
VIII песчано-алевритовый	12 (10-15)	37 (30-45)	10 (5-50)	15 (10-20)	13 (10-16)	<0.1	10^{-3} (10^{-5}-10^{-2})	10^{-2} (10^{-4}-10^{-1})	0.9-1.35	2.2-3.0	14	20-40

Таблица 2.4.10. Основные параметры литотипов пород БС из работы [95]

В детальной работе [178] в центральных и юго-восточных районах Западной Сибири (Каймысовский нефтегазоносный район) выделено **восемь основных литотипов**:

1) силициты (радиоляриты),
2) глины кремнистые,
3) глины кремнистые с прослоями радиоляритов,
4) глины известковые и известковистые,
5) глины кремнистые и известковистые с прослоями пелециподовых ракушняков,
6) глины тонкопелитовые, малокремнистые,

7) глины алевритовые и алевритистые,
8) известняки и доломиты по радиоляритам.

Встречаются также мергели и мергелеподобные породы. Эти литотипы в различной степени обогащены ОВ (кроме алевритовых и алевритистых глин).

На Пальяновском месторождении [314] по данным исследований ГИС и керна предложена упрощённая фильтрационно-ёмкостная модель баженовской свиты, включающая **три литотипа**: *глинисто-кремнистые интенсивно пиритизированные породы; глинисто-карбонатно-кремнистые породы; глинисто-радиоляритно-кремнистые породы.*

В работе [288] разрезы скважин дифференцированы по данным ГИС на **десять литотипов**:

1) известняки с примесью силикатного материала и органики;
2) силициты сильно битуминозные;
3) силициты битуминозные, известковистые, пиритизированные;
4) силициты глинисто-битуминозные;
5) силициты глинистые, частично битуминозные;
6) переслаивание силицитов и карбонатных пород;
7) чистые известняки;
8) то же, что литотип 6, но с более высокой карбонатностью;
9) силициты плотные, карбонатизированные, слабоглинистые;
10) глины слабо битуминозные.

Ввиду значительной изменчивости состава пород по разрезу скважин, в работе [386] предложена укрупнённая классификация литотипов пород, учитывающая в названии только четыре компонента с массовой долей более 10%: кремнистые минералы, карбонаты, глинистые минералы, органическое вещество или даже только первые три из них. Соответствующая номограмма для трёх минеральных компонент приведена на **рис. 2.4.14**.

Распределение пород БС Приобского месторождения на четырёхкомпонентной номограмме приведено на **рис. 2.4.15** [386].

Соответствующее распределение для трёхкомпонентной классификации показано на **рис. 2.4.16**.

Необходимо отметить, что **в низах баженовской свиты часто залегают чисто карбонатные породы (известняки, доломиты или смешанные известково-доломитовые породы)** [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149]. Такие разности могут встречаться как в баженовской, так и в абалакской части разреза, иногда число таких пластов в разрезах некоторых скважин достигает пяти, или же они отсутствуют вовсе.

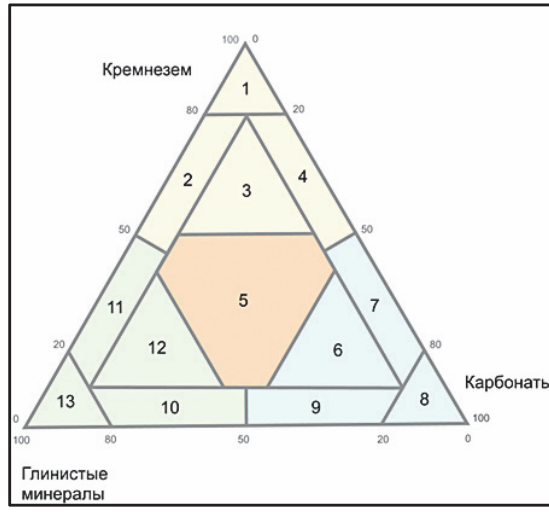


Рис. 2.4.14. Трёхкомпонентная номограмма для определения названия пород БС по их минеральному составу [386]

13 названий пород, соответствующих разным областям номограммы: **1** – кремнистая (силицит, радиолярит); **2** – глинисто-кремнистая; **3** – карбонатно-глинисто-кремнистая; **4** – карбонатно-кремнистая; **5** – смешанная; **6** – глинисто-кремнисто-карбонатная; **7** – кремнисто-карбонатная; **8** – карбонат; **9** – глинисто-кремнистая; **10** – карбонатно-глинистая; **11** – кремнисто-глинистая; **12** – кремнисто-карбонатно-глинистая; **13** – глинистая.

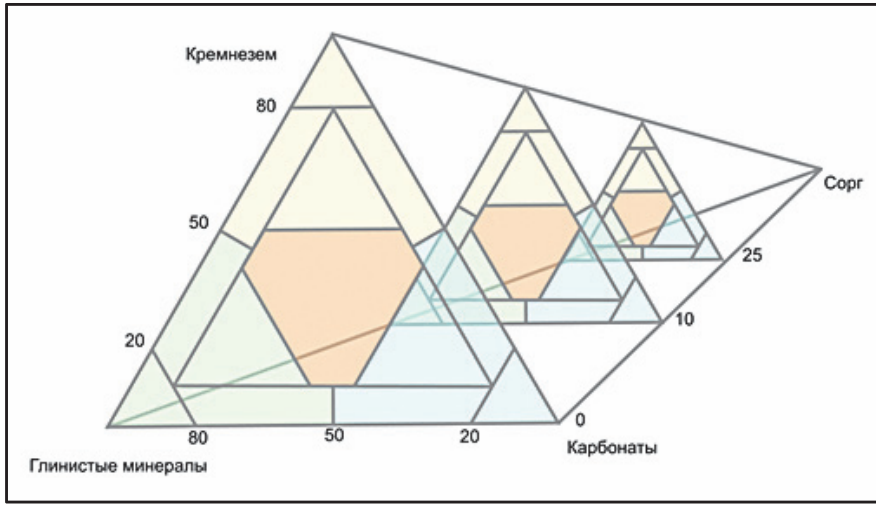


Рис. 2.4.15. Четырёхкомпонентная номограмма для определения номенклатуры пород БС [386]

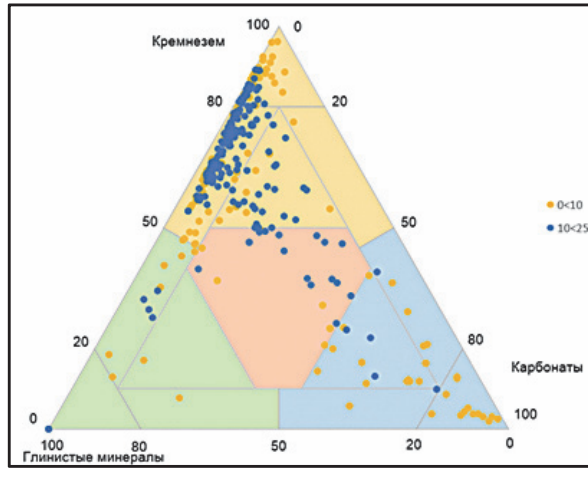


Рис. 2.4.16. Распределение пород БС Приобского месторождения на трёхкомпонентной номограмме [386]

Это, в основном, карбонатные бактериальные образования, часто с брекчиевидной структурой, с обломками разного размера и формы, часто кавернозные. Породы матрицы («обломки») представлены известняками или доломитами. Известняки имеют сферолитовую, комковатую или строматолитовую структуру [386].

Эти карбонатные породы, называемые «слоем КС», по микроструктуре отличаются их от основной массы известняков и доломитов баженовской свиты, имеющих обычно радиоляриевую микроструктуру [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149]. Брекчиевидную структуру породы пласта КС приобретают за счёт широких трещин и связанных с ними каверн выщелачивания, минерализованных кальцитом, который играет роль цемента. Помимо кальцита, в трещинах отмечается прозрачный кварц, крупнокристаллический пирит.

2.4.5. Некоторые особенности определения литотипов пород БС

2.4.5.1.Признаки, используемые при выделении литотипов пород БС

Необходимо обратить внимание на одно, на наш взгляд, важное обстоятельство. В определении литотипа, как указано выше, в принципе учитывается несколько характеристик пород – строение, состав органических остатков, характер границ, выдержанность по площади и другие. Безусловно, эти

признаки важны для понимания характера слагающих свиту пород, процессов их формирования и для решения иных геологических задач.

Например, в работах специалистов МГУ [74, 75, 80—83, 88] породы, дополнительно к составу, разделены по текстурному признаку на **массивные (неяснослоистые), линзовидные и тонкослоистые (плитчатые) разности.** При этом данный признак, вообще говоря, не является независимым, а коррелирует с составом пород. Горизонтальная слоистость или плитчатость характерна для пород, *в которых содержание глинистых минералов превышает 10%,* тогда как *в массивных и линзовидных разностях содержание глинистых минералов менее 10%; они имеют кремнистый, карбонатно-кремнистый и реже карбонатный состав* [74, 75, 80—83, 88].

В работе [386] приведена модификация подхода, при котором литотипы выделяются по доле основных породообразующих компонент. Суть модификации состоит в привлечении для классификации *физических свойств* пород, а не только их состава. По объёмным соотношениям и физическим характеристикам каждого компонента литотипа, а также с учётом диапазонов их изменения, для каждого литотипа по содержаниям в нём компонентов были рассчитаны физические свойства и диапазоны их изменения. Далее, литотипы или группы литотипов, которые обладают физическими свойствами, заметно отличающимися от физических свойств других литотипов, выделены **в один *литофизический тип пород*.**

Из приведённых данных, разумеется, не охватывающих весь объём работ по литологическому изучению пород баженовской свиты, видно, что сама типизация таких пород не устоялась [155]. В зависимости от района, целей исследования, представительности коллекции керна, степени желаемой дробности типизации пород, субъективных предпочтений исследователя выделяются от **четырёх** до **четырнадцати (иногда и более – до нескольких десятков)** литотипов. В этом смысле сведение опубликованных результатов типизации воедино, составление единообразного представления о типах пород и их площадном распространении представляется весьма необходимой задачей.

2.4.5.2. О возможности отличающихся подходов к выделению литотипов в породах БС

Приведённая выше сводка результатов выделения литотипов пород БС, свидетельствующая об их большом разнообразии у разных исследователей, приводит к мысли, что, помимо субъективных факторов, оно в значительной мере обусловлено отсутствием какой-либо систематики в многообразии вводимых литотипов.

Систематизация в совокупности литотипов позволила бы упорядочить и их определение, и расположить в рамках некоторой иерархии.

Большинство работ исходит из типизации пород по вещественному составу, в том числе, и одна из последних публикаций [838].

Однако практически непрерывное по пространству изменение состава (смотри **п. 2.5), видимо, делает такой принцип не вполне логичным.**

Представляется, что возможным и более логичным принципом такой систематизации может быть пространственный масштаб процессов формирования породы.

Например, если рассматривать литотипы пород БС с позиций процессов, происходивших на всей территории распространения бассейна, то, вероятнее всего, будут выделены всего 3—4 литотипа этого уровня, соответствующие, например, глинисто-битуминозным породам верхней части разреза, карбонатам в низах свиты и породам средней части разреза.

При учёте более локальных процессов, например, могут быть выделены преобразованные радиоляриты, которые, в свою очередь, можно разделить на кремнистые и карбонатизированные, и так далее. Последние, с учётом менее масштабных процессов, разделить на кальцинированные и доломитизированные. А те, в свою очередь, разделить на породы с первичной и вторичной доломитизацией.

Тогда не будет ничего удивительного, если число литотипов, учитывающих формирования пород за счёт процессов самого малого пространственного масштаба (локального), будет достигать нескольких десятков или более. А литотипов верхнего уровня (аналогов классам или семействам в зоологии) будет лишь небольшое число.

Разумеется, эти рассуждения – лишь «информация к размышлению», но представляется, что та или иная систематизация многообразия литотипов пород БС крайне необходима для упорядочения литологической информации по данному, весьма сложному и изменчивому, объекту.

Напомним в этой связи высказывание создателя современной структурной антропологии Клода Леви-Стросса: «Классификация ценна сама по себе – это лучше, чем отсутствие всякой классификации. Любое классифицирование имеет превосходство над хаосом» [858].

Кроме того, классификация литотипов БС подавляющим большинством исследователей проводится по вещественному составу. Для разработки важен не сам состав, а фильтрационные параметры пород. Как следует из материалов, приведённых в п. 4.1.3, различия в величинах проницаемости между литотипами весьма велики. Столь же значительны вариации в пределах литотипов.

Поэтому для разработки может оказаться ценным включение в классификацию фильтрационных показателей, как это сделано в работе [386]. Особенно, если фильтрационные параметры не вполне тесно коррелируют с вещественным составом пород. Возможно, в этом случае более продуктивным будет использование некоторых обобщённых фильтрационных показателей.

Например, применительно к песчано-глинистым отложениям, для такой цели разработан показатель **FIZ** [840], измеряемый в микронах, определяемый по величинам проницаемости **k** и пористости $\mathbf{K_п}$:

$$\log k = \log\varphi + \log[10140 + 2\log(FIZ)],$$

$$\varphi = \frac{K_п^3}{(1-K_п)^2}.$$

Этот показатель применён для выделения литотипов пород на некоторых нефтяных месторождениях Томской области [839].

Использование аналогичного подхода классификации для пород БС также представляется интересным при параметризации расчётной сетки в работах по численному моделированию разработки.

Очевидно, что при моделировании разработки детальные сведения о литологическом составе пород, приведённые выше, являются избыточными. Прежде всего, они крайне необходимы для решения различных вопросов генезиса отложений, их нефтегенерационного потенциала и иных задач.

Разработчикам же важно более огрублённое описание, нацеленное на прогнозирование физических параметров пород в межскважинном пространстве. Под этим углом зрения типизация пород в опубликованной литературе рассмотрена пока явно в недостаточной степени.

2.4.4. Породообразующие компоненты отложений баженовской свиты в аномальных разрезах

Каков бы ни был истинный механизм формирования песчано-алевритовых отложений в «аномальных» разрезах баженовской свиты, практически очевидно, что они формировались в условиях, совершенно отличных от битуминозных частей разреза, рассматриваемых как «нормальные» (смотри п. 2.3). Естественно, и основные породообразующие компоненты в таких отложениях (обычно расположенных в средней части разреза, между битуминозными породами) совершенно отличны – они представляют собой песчаники и алевролиты. По облику, литологическому составу и текстурным особенностям они сходны с песчано-алевритовыми породами ачимовской толщи [94, 164].

В работе [94] отмечены *черты сходства и различия отложений аномальных частей баженовского разреза и пород ачимовской толщи.*

Основные черты сходства:

– по вещественному составу породы относятся к аркозам;

– характерен циркон-турмалиновый комплекс акцессорных минералов;

– породы слабо пиритизированы.

Основные черты различия:

– больше сидерита и зёрна более окатанные в АР, чем в ачимовских отложениях;
– форма зёрен более угловатая и вытянутая в терригенных породах ачимовского комплекса;
– сортировка зёрен лучше в песчано-алевролитовых породах АР;
– алевритовой и песчаной фракций больше в ачимовских терригенных отложениях, пелитовой – в песчано-алевролитовых породах АР.

Согласно работе [94] в аномальных частях разреза присутствуют глинистые сероцветные породы, которые чаще всего представлены серыми уплотнёнными глинами, обычно слабоалевритистыми с раковистым и неровным изломом. Встречающиеся в разрезе песчаники – светло-серые, преимущественно средне- и мелкозернистые, с глинисто-карбонатным и карбонатно-глинистым (каолинит-хлорит-кальцитовым) цементом порового и базального типа.

Для пород, слагающих «аномальные» разрезы, как отмечено в **п. 2.3**, очень характерно развитие оползневых и флюидальных текстур, трещин, нептунических даек, зеркал скольжения. В аргиллитах выделяются трещины различных форм, выполненные песчаным материалом. При изучении кернового материала отмечено, что контакты между литологическими разновидностями резкие, без изменения зернистости; представляют собой зеркала скольжения с характерной штриховкой.

Всего в подробном исследовании [94] в аномальных частях разреза выделено семь основных групп пород; ниже приводится их описание, **целиком заимствованное из работы [94]**.

1. *Песчаники-неколлекторы,* чаще мелко-, реже – среднезернистые, алевритовые, глинистые, карбонатистые, часто сидеритизированные. Структура породы – алевропсаммитовая. Текстура – микрослоистая, обусловленная ориентировкой удлинённых зёрен, включениями сидерита, чешуек слюды по напластованию породы. Тип цемента – базальный, плёночно-поровый. Представлен цемент каолинитом, кальцитом, сидеритом, гидрослюдистым материалом. По анализу керна, отобранного в одной из скважин исследованной территории, у песчаников-неколлекторов отмечаются фильтрационно-ёмкостные свойства (ФЕС): **проницаемость $К_{пр}$ – 0,09—0,13х10^3 мкм^2**, пористость **$К_п$** – 10,5—11,5%, объёмная плотность – 2,39—2,41 г/см^3, остаточная водонасыщенность $К_{во}$ – 73,0—76,2%. По данным гранулометрического анализа, содержание песчаной фракции – 57,2%, алевритовой – 35%, пелитовой – 7,9%.

2. *Песчаники-коллекторы* (реже – IV, чаще – V и VI классов), средне- и мелкозернистые, алевритовые, карбонатистые, с глинистой примесью, сидеритизированные. Структура – алевропсаммитовая. Текстура – микрослоистая, обусловленная ориентировкой чешуек слюд, удлинённых

зёрен, линзочек сидерита по напластованию породы. Редко отмечается текстура массивная. Сортировка зёрен от хорошей до средней. Тип цемента поровый, плёночно-трещинный, глинисто-карбонатного состава. Отличаются по составу обломочной части от песчаников-неколлекторов: содержание кварца у песчаников-коллекторов больше и составляет 34%, разница в полевых шпатах незначительна, обломков пород больше у песчаников-неколлекторов и соответствует 18.5%, слюдистого материала наименьше всего по сравнению со всеми группами терригенных пород у песчаников-коллекторов и составляет 1.5%. В песчаниках-коллекторах, в отличие от песчаников-неколлекторов, повышенное содержание в глинистом цементе каолинита (свыше 70%) и пониженное содержание гидрослюды (ниже 15%). По данным анализа керна одной из скважин исследованной территории: $К_п$ – 15—17,2%, **$К_{пр}$ – 6,7—21,7х10^{-3} мкм^2**, объёмная плотность – 2,17—2,21 г/см^3, $К_{во}$ – 27,5—31,6 %. Песчаники хорошо отсортированные с содержанием алевритовой фракции – 16,1—19,6%, пелитовой – 3,1—5,0 %. Сходные данные получены и по другим скважинам.

3. *Алевролиты-неколлекторы* от мелко- до крупнозернистых, глинистые (мелкозернистые), песчанистые (крупнозернистые), карбонатистые, сидеритизированные. Текстура пород микрослоистая за счёт ориентировки линз пелитоморфного сидерита, редких чешуек слюды. Тип цемента – базальный, плёночный (глинистый). По составу обломочной части алевролиты-неколлекторы не отличаются от алевролитов-коллекторов. В одной из скважин исследованной территории алевролиты «аномального» разреза – неколлектора – характеризуются как плотные (объемная плотность 2,65 г/см^3), с пористостью $К_п$ – 1,7—5,8 % и **проницаемостью $К_{пр}$ – (0.01-0.03) х10^{-3} мкм^2**. Сходные результаты получены и на других скважинах;

4. *Алевролиты-коллекторы* мелко-крупнозернистые, от песчаных до песчанистых, карбонатистые, местами сидеритизированные. Текстура пород микрослоистая, редко массивная. Тип цемента – поровый (реже – пленочно-поровый). В одной из скважин исследованной территории алевролиты-коллекторы V класса характеризуются пористостью $К_п$ 16%, **проницаемостью $К_{пр}$ 1,59х10^{-3} мкм^2**, объёмной плотностью – 2,22 г/см^3, $К_{во}$-23,2%.

5. *Битуминозные аргиллитоподобные глины,* аналогичные аргиллитам в баженовской свите в нормальном залегании.

6. *Небитуминозные аргиллитоподобные глины* – серые, темно-серые, в разной степени пиритизированные, близки по своему составу и строению к аргиллитам ачимовской толщи.

7. *Известняки* глинистые, алевритовые, коричневато-серые, массивные, встречаются в нижней части разреза перед отложениями георгиевской свиты. В одной из скважин на исследованной территории встречены известняки с частыми вертикальными трещинами (до 3 мм), выполненными кальцитом, **проницаемостью $К_{пр}$ 0,01х10^{-3} мкм^2**, пористостью $К_п$ 0,5%, объёмной

плотностью 2,82 г/см^3.По данным гранулометрии, содержание пелитовой фракции достигает 3,2%. Потери от HCl составляют 90,4 %.

Как видно из этих данных, основные компоненты пород аномальных частей разреза – обычные песчано-алевритовые разности, но сравнительно низкопроницаемые: **проницаемость составляет от первых единиц до первых десятков миллиДарси (мД)**.

Содержание твёрдого органического вещества (керогена) в АР, в отличие от нормальных частей разреза БС – невелико.

Поскольку породы АР, как уже упоминалось, представляют собой песчано-глинистые разности, то и количество литотипов в них – намного меньше, чем в сложных породах собственно БС, то есть в «нормальных разрезах».

2.5. Латеральная литологическая изменчивость пород баженовской свиты

Достаточно очевидно, что стохастический характер различных первичных и вторичных процессов образования пород баженовской свиты, кратко описанных выше, в сочетании с огромной площадью распространения этого уникального объекта должен приводить к значительной латеральной изменчивости вещественного (компонентного) состава слагающих свиту пород. Причём поскольку в масштабе всего баженовского бассейна за миллионы лет формирования отложений свиты тектоническая обстановка в районе баженовского моря была достаточно спокойной, резких катастрофических изменений состава не происходило. Поэтому колебания состава и характеристик пород и во времени, и по латерали не носили скачкообразного характера, а изменялись достаточно плавно, хотя и стохастическим образом.

В этих условиях само выделение литотипов по соотношению основных породообразующих компонентов является процедурой достаточно условной.

Разумеется, диаграммы состава на ограниченной площади или при небольшой выборке образцов могут подчеркнуть наличие на этой территории только нескольких литотипов, различающихся по составу. Например, на **рисунках 2.5.1** и **2.5.2** показано чёткое разделение на литотипы по составу при ограничении площади и числа образцов.

Но уже при расширении района исследования экспериментальные точки начинают заполнять более обширные области на указанной диаграмме (смотри **рис. 2.5.3**), а для всей свиты – введение дискретной классификации литотипов и детерминированных границ между ними становится достаточно условным, как это и видно из основной номограммы – **рис. 2.4.10**.

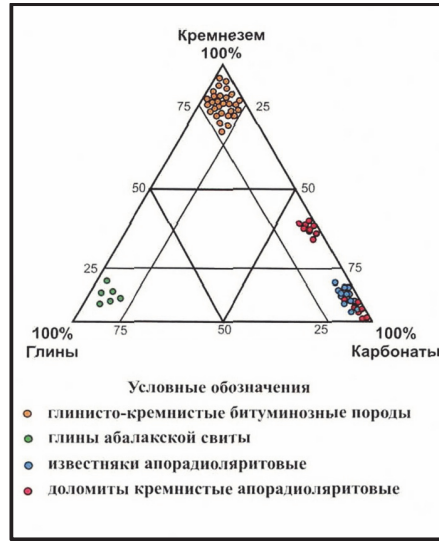


Рис. 2.5.1. Минеральный состав отложений БС на западе Широтного Приобья (без учёта ОВ) [134]

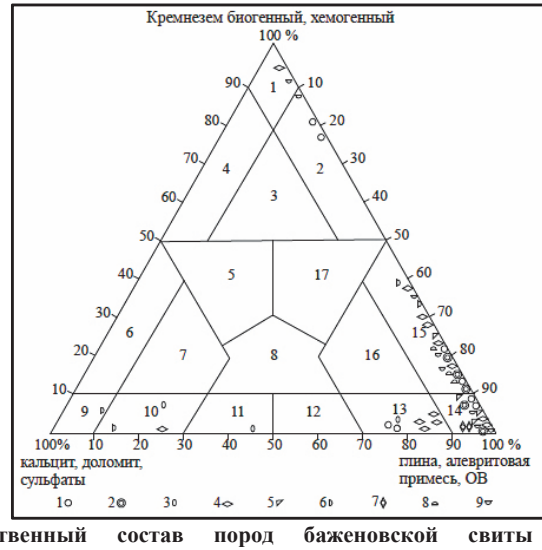


Рис.2.5.2.Вещественный состав пород баженовской свиты Каймысовского нефтегазоносного района [178];

Скважины: **1** – Ачимовская 441; **2** – Малоюганская 403; **3** – Оленья; **4** – Чворовая 1; **5** – Приколтогорская 2; **6** – Восточно-Ледяная 1 (пелециподовые ракушняки); **7** – Восточно-Ледяная 1 (аргиллиты); **8** – Южно-Черемшанская 1; **9** – Ледовая 8; классификационные поля – по Г.И. Теодоровичу [90, 223] (смотри **рис. 2.4.10**)

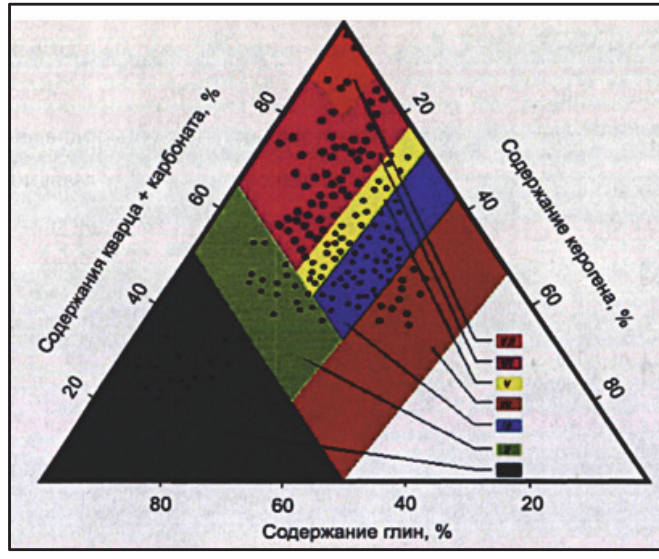


Рис. 2.5.3. Классификация пород баженовской свиты и вмещающих её отложений по объёмному содержанию основных породообразующих компонентов [91];
I – глинистые породы; **II** – керогено-кремнисто-глинистые и керогено-карбонатно-глинистые породы; **III** – глинисто-керогено-кремнистые, реже глинисто-керогено-карбонатные породы; **IV** – глинисто-кремнисто-керогеновые породы; **V** – глинисто-карбонатно-керогеновые породы; **VI** – керогено-глинисто-карбонатные, реже керогено-кремнистые или керогено-карбонатные, породы; **VII** – карбонатные породы

Оба указанных фактора – как природная изменчивость состава по латерали, так и условность введения дискретной классификации при непрерывно изменяющемся составе пород, приводят к слабой литологической коррелированности разрезов.

Ещё в ранней монографии [129] отмечается, что «детальное петрографическое описание пород из большого числа скважин – по Салымскому, Красноленинскому, Сургутскому и многим другим районам Западной Сибири – показывает, что распределение разных типов пород по разрезу меняется очень значительно, не только на большой территории, но даже в пределах одного месторождения, что не позволяет коррелировать отдельные слои».

Точно также, и в недавнем обзоре [139] отмечено, что состав пород в различных районах распространения баженовской свиты существенно различен, **при этом состав пород может сильно различаться даже в пределах одной залежи.**

Высокая неоднородность толщи и коллекторов как по разрезу, так и по площади в работе [164] указана в качестве одной из характерных особенностей баженовской свиты.

Строение баженовской свиты отличается частыми литофациальными переходами, во многих случаях прослеживаются линзовидные тела, протяжённостью не более 3—4 км [145]. Более выдержаны пачки силицитов, обогащённых органическим веществом, и кремнистых аргиллитов, расположенных в верхней части свиты, а пачки различных карбонатных разностей, как правило, локализованы [145].

В работе [90] подчёркивается, что **положение в разрезе и мощность разных литотипов пород не являются всюду постоянными и одинаковыми не только на разных площадях исследуемой территории, но даже в пределах одной площади.**

Согласно диссертации [158] **корреляция в скважинах литотипов в разрезе баженовской толщи** (особенно текстурных разновидностей) **представляет трудности даже в пределах одного участка**. Это обстоятельство связывается с локальным перераспределением и изменением состава и строения пород в диагенезе и катагенезе (смотри выше, п. 2.4).

Площадная хаотичная изменчивость фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС) отмечается и в работе [91]. Точно также, выделенные рядом исследователей радиоляритовые слои – проницаемые коллектора нефти в отложениях баженовской свиты Широтного Приобья – согласно работам [134, 138, 243] прослеживаются на сотни километров, **однако их ФЕС весьма изменчивы на площади месторождения за счёт разнообразия вторичных процессов и влияния структурно-тектонического фактора.**

Эти утверждения можно проиллюстрировать и результатами анализа кернового и каротажного материала, опубликованными в ряде работ.

На **рис. 2.5.4** показаны результаты исследований, проведённых в работе [87] на Средне-Назымском и Гальяновском месторождениях.

Видно, что образцы керна, отобранного из одного пласта в разных скважинах даже одного месторождения, имеют крайне различающийся минеральный состав.

На **рис. 2.5.5** приведена схема-сопоставление разрезов баженовской свиты по скважинам Ай-Пимского месторождения, из которой видно, насколько неоднородно и сложно чередование выделенных типов пород по высоте их залегания даже в близлежащих скважинах.

В работе [386] проанализированы результаты определения минерального состава пород в двух соседних скважинах, вскрывших БС. Породы были объединены в литотипы с шагом по содержанию тех или минералов, равным 5%; далее эти объединения использовали для формирования названий литотипов пород. В результате только по одной скважине получилось 20 литотипов пород, а по соседней скважине – 25 литотипов, часть из которых не встречались в первой скважине; в сумме получилось 39 литотипов. Такое разнообразие типов пород не позволяло провести какую-либо типизацию разрезов без укрупнения литотипов[386].

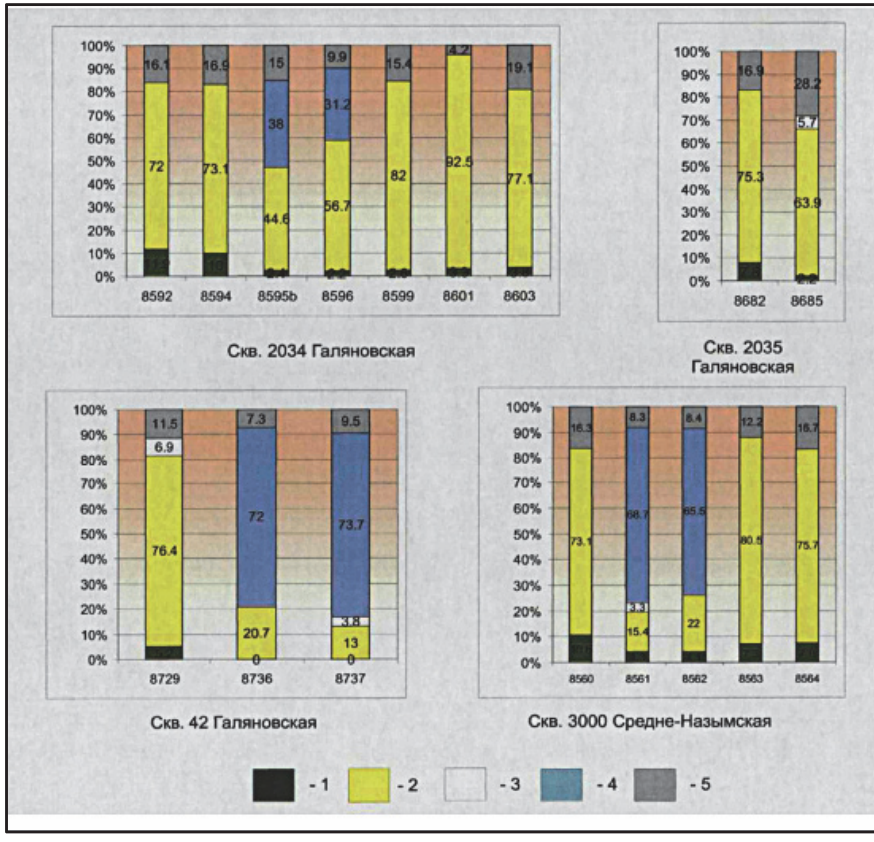


Рис. 2.5.4. Объёмная модель минерального состава образцов керна нижнетутлеймской подсвиты [87] (по оси абсцисс – номер образца);
1 – глинистые минералы (гидрослюда, каолинит, хлорит, смешаннослойные); **2** – SiO_2; **3 –** кальцит; **4 –** доломит; **5 –** остальные минералы (пирит, сидерит и другие)

В результате была предложена упомянутая выше укрупнённая классификация литотипов, учитывающая в названии только наличие четырёх компонентов с массовой долей более 10% [386]: кремнистые минералы, карбонаты, глинистые минералы, органическое вещество.

Весьма интересны результаты работы [243], в которой установлена корреляционная связь между процентным содержанием кремнистых пород в разрезе по анализу керна и акустической жёсткостью, определённой в результате динамической инверсии сейсмических данных – смотри **рис. 2.5.6** (напомним, что динамической инверсией называется переход от качественных оценок волновой картины к количественным оценкам упругих свойств горных пород).

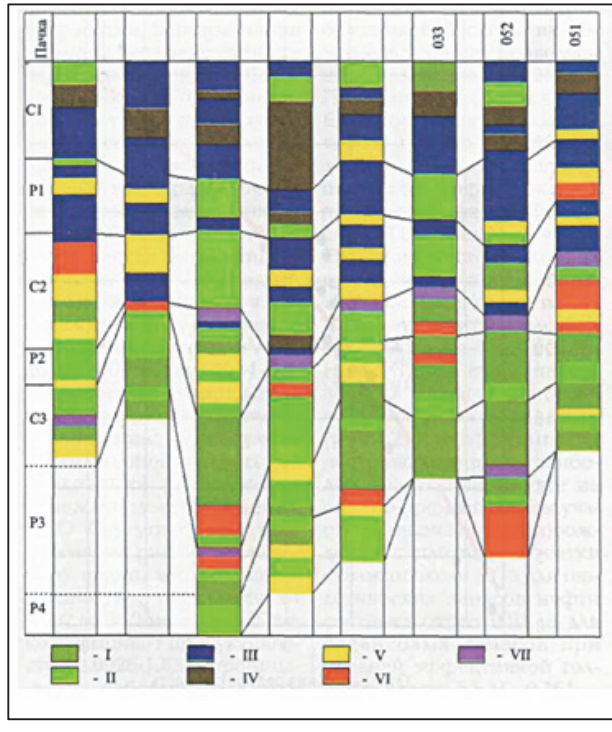


Рис. 2.5.5. Схема-сопоставление разрезов БС по скважинам Ай-Пимского месторождения [42]; цветом и римскими цифрами указаны разные литотипы пород

Это позволило по сейсмическим данным построить карту распределения пород различных литотипов пласта **ЮК$_0$** (**рис. 2.5.7**).

Видно, насколько распределение выделенных литотипов пород по площади нерегулярно и даже хаотично.

Хотя пространственный масштаб исследований керна и сейсморазведки сильно разнится, тем не менее, карта (**рис. 2.5.7**) является ещё одним качественным свидетельством **значительной латеральной изменчивости вещественного (компонентного) состава пород.**

Уже отмечавшийся в данном обзоре стохастический характер фильтрационной неоднородности, существующей в сходных с БС отложениях, можно, например, проиллюстрировать данными продуктивности на участке месторождения Barnett (смотри **рис. 2.5.8**), а также нового метода сейсмических исследований (wide-azimuth seismic survey), выполненных компанией Шлюмберже (Schlumberger) на месторождении Bakken [569] (смотри **рис. 2.5.9**).

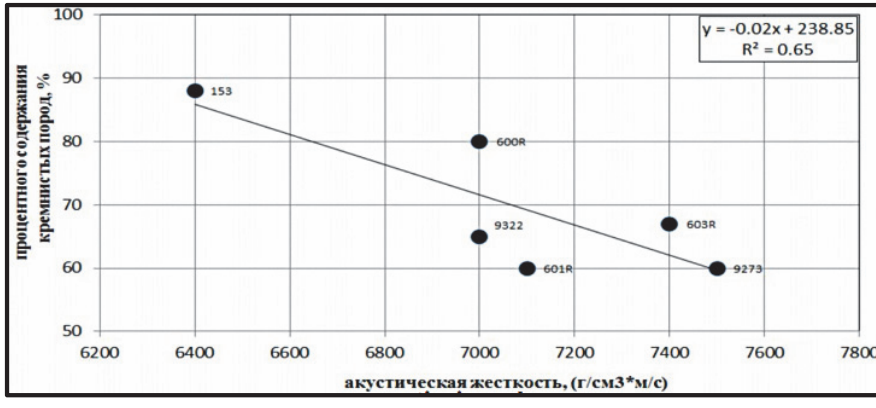


Рис. 2.5.6. График корреляционной зависимости процентного содержания кремнистых пород по данным керна и акустической жёсткости по данным динамической инверсии для нижнего слоя пласта ЮК$_0$ [243]

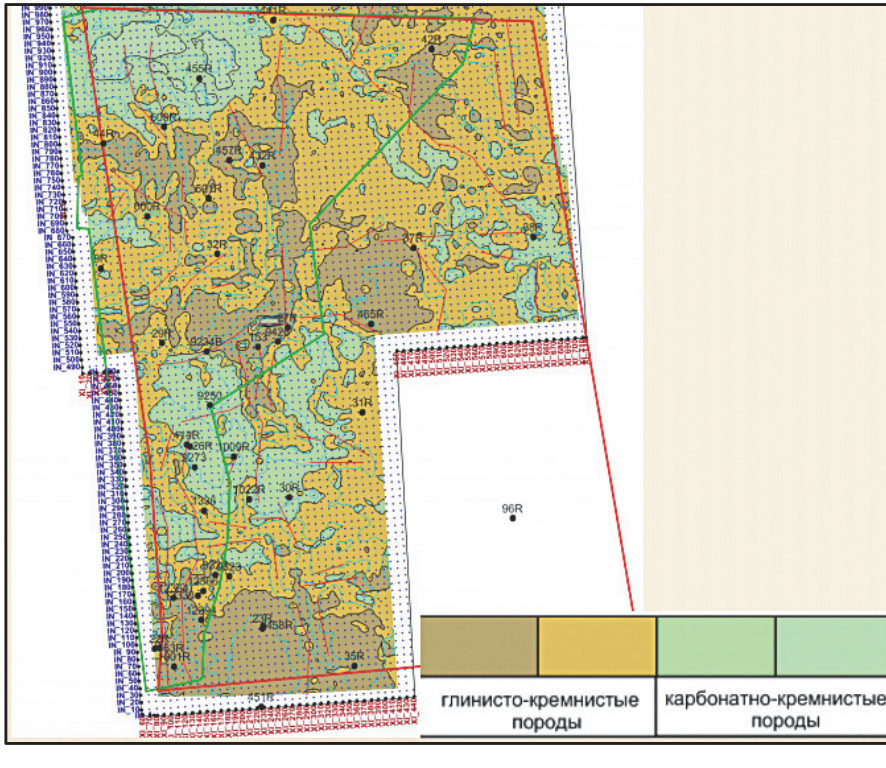


Рис. 2.5.7. Прогнозная схема распределения пород различных литотипов пласта ЮК$_0$ [243]

По утверждению специалистов Шлюмберже, эта карта отражает азимутальную анизотропию напряжений в породе, возникающую как из-за литологических и структурных особенностей отложений, так и ввиду наличия в породе трещин.

Судя по имеющимся данным, в том числе приведённым в данном обзоре, на БС можно ожидать такой же картины – смотри, например, **рис. 2.5.7**.

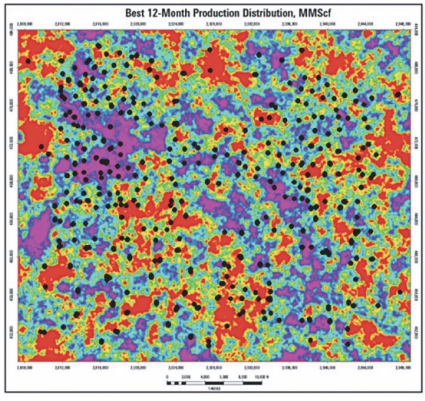


Рис. 2.5.8. Распределение максимальной годовой добычи скважин на участке месторождения Barnett, площадью 129.5 км^2 [569];
красный цвет – максимальная продуктивность, *фиолетовый* – наименьшая продуктивность

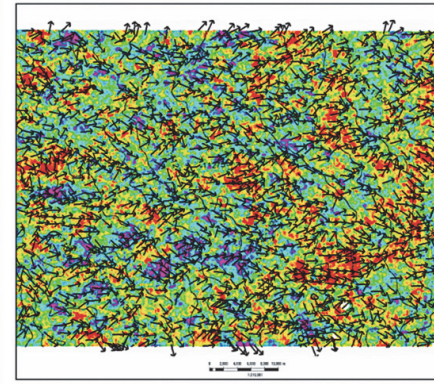


Рис.2.5.9. Карта неоднородности отложений по результатам применения нового алгоритма сейсмической инверсии на участке месторождения Bakken площадью 114 км^2 [569];
красный цвет – максимальная анизотропия, *фиолетовый* – минимальная анизотропия

Необходимо подчеркнуть, что для численного моделирования разработки недостаточно чисто качественного утверждения о степени латеральной изменчивости свойств и параметров пород. Необходимо иметь какое-то математическое описание закономерностей этой изменчивости. Уже на его основе должна производиться параметризация пространства изучаемого объекта (месторождения или залежи).

Без такой информации описание межскважинного пространства будет содержать значительные ошибки, а прогноз разработки может оказаться не вполне корректным.

Очевидно, что для получения такой информации необходимы специальные исследования, вероятно, достаточно затратные. Некоторые соображения по этому поводу приведены в п. 6.2.

2.6. Вертикальное расчленение и типизация разрезов скважин

2.6.1. Дифференциация разрезов скважин баженовской свиты

Одним из важных направлений геологического анализа любого объекта является вертикальная дифференциация разрезов скважин, их типизация и анализ площадного распространения различных типов разреза [189, 190, 231, 232, 233]. Подобные работы проводятся с различными геологическими и практическими целями, в первую очередь, для восстановления истории осадконакопления и формирования изучаемых геологических тел [189, 190, 231, 232, 233].

Дифференциации разрезов скважин именно баженовской свиты за 50 лет посвящено огромное количество работ; во многих отмечается, что, в силу имевших место при формировании свиты интенсивных деформационных процессов, её послойное описание чрезвычайно затруднено [42].

Основным исходным материалом для такого описания являются данные каротажа и результаты изучения: состава пород, определений количества органического вещества, анализа мощностей различных свит баженовского горизонта, толщины и расположения в разрезе аргиллитов, глинисто-кремнистых пород и силицитов [87, 88, 90, 91, 92, 134, 138, 164, 179, 241, 243, 250, 251, 252, 253—255, 315, 316].

В ранних работах использовался, в основном, интегральный вариант гамма-каротажа (ГК) и электрокаротаж (КС) [246, 247], позднее – ГК, нейтронный каротаж (НКТ), КС и кавернометрия [88].

Естественно, в дальнейшем комплекс использованных методов ГИС был расширен. Например, в работе [90] использован комплекс, включающий: ГК, НКТ, боковой каротаж (БК), акустический каротаж (АК), а в работе [91] – индукционный каротаж (ИК), ГК, кавернометрия, данные градиент-зонда (ГЗ).

Для выделения плотных карбонатных прослоев использовались также методы МКЗ, БК + МБК [91].

В работе [88] указано на применение комплекса ГИС, включающего: ГК и его спектрометрическую модификацию (СГК), НК, плотностной (ГГК-п) и акустический (АК) каротажи, электрометрию, кавернометрию.

В работе [255] в комплексе ГИС использовался метод высокочастотного электромагнитного каротажного зондирования (ВЭМКЗ) на переменном токе в диапазоне частот 0.875—14 МГц.

В работе [288] комплекс ГИС для анализа состава пород баженовской свиты включает ГК, НК, ГГК-п, АК, спектральный ГК. В качестве входных параметров интерпретационной модели используются также результаты определения $\mathbf{C_{орг}}$ одним из известных методов ГИС и данные исследований керна и шлама.

Вопросы выбора комплекса ГИС, методики его проведения и комплексной интерпретации данных для расчленения разреза баженовской свиты исследованы в многочисленных публикациях, например [87, 88, 91, 179, 241, 251, 252, 253, 255, 288], но более подробное рассмотрение этого вопроса далеко выходит за рамки настоящего обзора.

В 1980-х годах И.Н. Ушатинский [218] выделил в разрезах баженовской свиты **7 различных пачек** пород, В.И. Белкин [125] – **до 35 слоёв**.

В работе [246] на основании детального анализа данных интегрального гамма-каротажа (ГК) и КС выделено **также 7 пачек**.

В дальнейшем [247] на основании этого разделения произведена типизация разрезов и, с использованием данных КС и ГК, выделено **4 типа разрезов** баженовской свиты, включающие **8 подтипов.**

Наиболее полное исследование данного вопроса провёл Ю.В. Брадучан с соавторами – в работе [177]; результаты этой работы, в сущности, стали классическими и явились основой для дальнейших исследований в этой области. Всего на всей территории распространения баженовской свиты было выделено **14 типов разреза** – смотри рис. 2.6.1.

По современной стратиграфии (смотри работу [134]) баженовский горизонт включает в себя три свиты, замещающие друг друга с запада на восток; внутри каждой свиты выделяется, согласно работе [177], несколько типов разреза: **два – в мулымьинской свите, три – в тутлеймской свите и девять – в собственно баженовской свите**. (Согласно работе [134] в состав баженовского горизонта входят только нижние подсвиты мулымьинской и тутлеймской свит.)

Кроме того, по содержанию ОВ вся территория распространения баженовского горизонта была разделена на внешнюю (слабо битуминозную) и внутреннюю (высоко битуминозную) зоны.

В состав внешней области баженовского горизонта входят [134]: игримско-шаимский и потанайский типы разреза мулымьинской свиты; тобольский и чуэльский типы тутлеймской свиты; омский, колпашевский, тазовский и полуйский баженовской свиты (смотри **рис. 2.6.1**). Внутренняя область баженовского горизонтавключает в себя [134]: красноленинский тип разреза тутлеймской свиты; салымский, вахский, нижневартовский, таркосалинский, тамбейский типы баженовской свиты (смотри **рис. 2.6.1**).

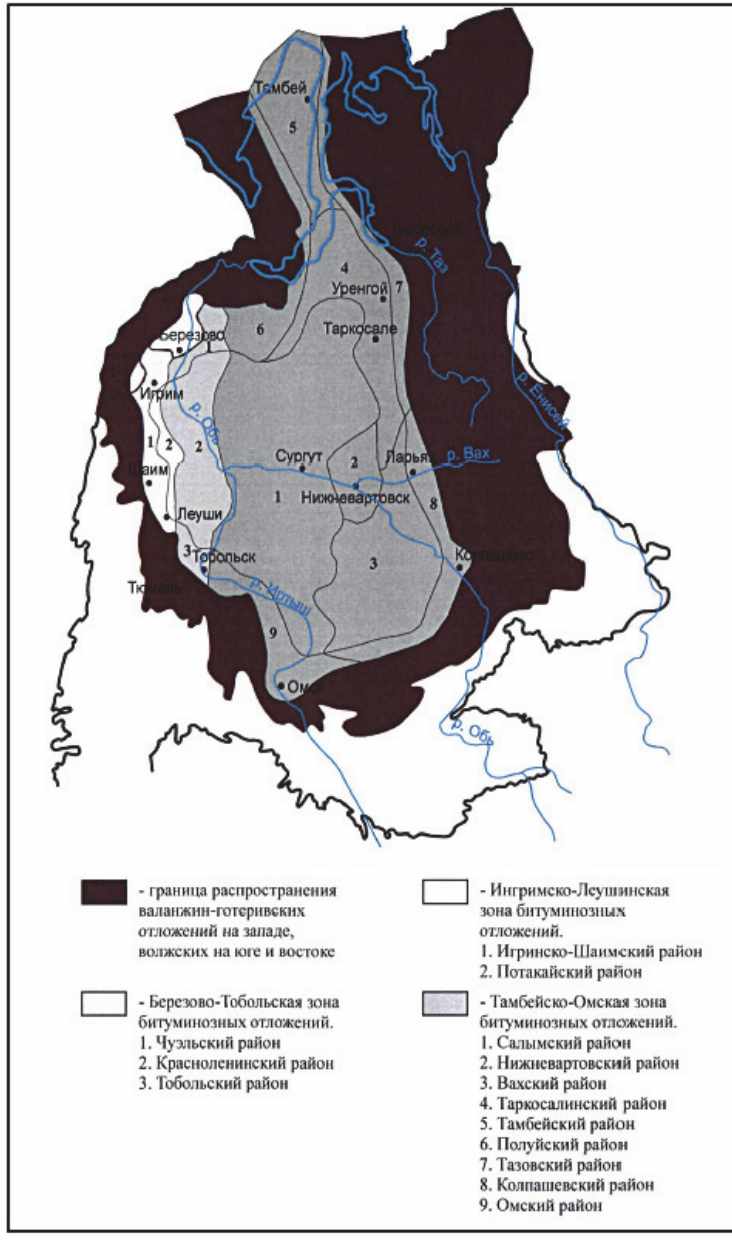


Рис. 2.6.1. Схема районирования битуминозных отложений Западно-Сибирской равнины по типам разреза согласно работе [177] (рисунок заимствован из работы [145])

Красноленинский тип разреза замещается на западе наиболее изученным салымским типом (смотри ниже). Нижневартовский тип замещает салымский на востоке и отличается от него меньшей стратификацией отложений из-за значительно меньшей толщины [134]: 7—15 м. Вахский тип разреза, толщиной до 40 м, замещает нижневартовский на юге, отличается появлением прослоев с пониженной битуминозностью. Таркосалинский тип, толщиной до 80 м, замещает салымский на северо-востоке, характерен возрастанием терригенной составляющей, по разрезу появляются прослои глин с пониженной битуминозностью. Тамбейский тип разреза распространён на севере Западной Сибири, имеет толщину до 40 м, характерен постепенным увеличением слабо битуминозных прослоев от центральных областей района распространения типа к периферии [134].

При рассмотрении более ограниченной территории или при более ограниченном наборе параметров типизации - число типов разрезов, разумеется, снижается, но при этом могут появиться новые, отражающие особенности формирования пород свиты на площади меньшего пространственного масштаба, чем вся её территория.

В работе [164] рассмотрена часть всей территории распространения свиты (смотри **рис. П.3.5** в **Приложении 3**), и установлено наличие **четырёх типов разреза**, соответствующих вахскому, колпашевскому, нивагальскому и салымскому типам из работы [177], но не совпадающих с ними.

В зоне исследования работы [92] (смотри **рис. П.3.3** в **Приложении 3**) **на основе содержания аргиллитов, кремнисто-глинистых пород и силицитов выделено три типа разреза. Первый –** в котором породы сложены исключительно кремнисто-глинистыми породами и силицитами при отсутствии аргиллитов. **Второй** – характеризуется присутствием достаточно мощных пачек аргиллитов. **Третий** – представлен частым чередованием аргиллитов и кремнисто-глинистых пород.

Эти исследования были продолжены в статье [78], в которой анализ разрезов проведён в Центральном районе (охватывающем Северное Приобье до 75°СШ и Обь-Иртышское междуречье до 56°СШ), Восточно-Центральном районе (восточнее реки Обь в условно-меридиональном течении, а севернее – ориентировочно восточнее 80°ВД), и в Северном (севернее 65°СШ). В основу типизации также положено сочетание содержания аргиллитов, кремнисто-глинистых пород и силицитов.

В результате в исследованном районе авторами работы [78] выделено **шесть типов разрезов, описание которых, полностью заимствованное из работы [78], приведено ниже.**

1. Первомайский тип. Разрезы в своей нижней половине представлены высокоуглеродистыми глинисто-кремнистыми породами (содержание как глинистого, так и кремнистого материала не превышает 50%) и силицитами (содержание кремнезёма более 50%) с содержанием органического углерода более 10%; верхняя часть разреза сложена относительно низкоуглеродистыми аргиллитами с содержанием $C_{орг}$ менее 5%. Мощность глинисто-кремнистых

пород и силицитов в разрезах этого типа составляет 10—15 м, аргиллитов – 6—15 м. Мощности свиты в отдельных скважинах изменяются от 25 до 30 метров.

2. Толпаровский тип. Разрез в нижней части представлен аргиллитами, средняя его часть слагается глинисто-кремнистыми породами и силицитами, верхняя часть разреза вновь представлена аргиллитами. Мощность разреза составляет порядка 40 метров. По соотношению двух основных типов пород баженовской свиты преобладают аргиллиты.

3. **Пермяковский тип.** Разрезы, полностью сложенные глинисто-кремнистыми породами, отличаются пониженными мощностями (порядка 10 м) и несколько пониженными содержаниями органического углерода (7—9%).

4. **Салымский тип.** Разрез средней и повышенной мощности (30—35 м) представлен, главным образом, глинисто-кремнистыми породами и силицитами; в верхней части характеризуется повышенной карбонатностью, а также повышенным содержанием органического углерода (10—15 %, в отдельных пробах до 18 %).

5. **Западно-Фаинский тип.** В своей нижней и средней частях (при общей мощности около 25 м) разрез представлен глинисто-кремнистыми породами и силицитами; верхняя часть разреза слагается аргиллитами мощностью не более 10 м. В отличие от Первомайского типа разреза здесь над аргиллитами существенно преобладают высокоуглеродистые глинисто-кремнистые породы.

6. **Северо-Нивагальский тип.** Разрез, характеризуемый переслаиванием аргиллитов и глинисто-кремнистых пород при толщине слоёв от сантиметров до метров. Мощность свиты по различным скважинам колеблется в пределах 20—40 м.

2.6.2. Дифференциация разрезов скважин баженовской свиты в районе Салымского типа разреза

Наиболее изучен район распространения салымского типа разреза, в котором залегают наиболее перспективные и более всего опробованные месторождения нефти. Этот тип разреза в работе [177] разделён **на 4 пачки,** а в качестве гипостратотипа в работе [177] принят разрез скважины 170 Салымской площади.

Толщина данного типа разреза составляет 30—50 м [134], он представлен уплотнёнными глинами, чёрными, с плоским или раковистым изломом, плитчатыми. В разрезе встречаются частые, толщиной до 1 м, прослои кремнистых и известковистых глин, радиоляритов, глинистых известняков, местами доломитизированных; в основании разреза встречаются кавернозные известняки, толщиной до 1 м [134]. В разрезе выделено 4 стратиграфических комплекса радиолярий [87, 134].

На **рис. 2.6.2**, заимствованном из работы [87], приведён пример расчленения разреза скважин Салымского типа.

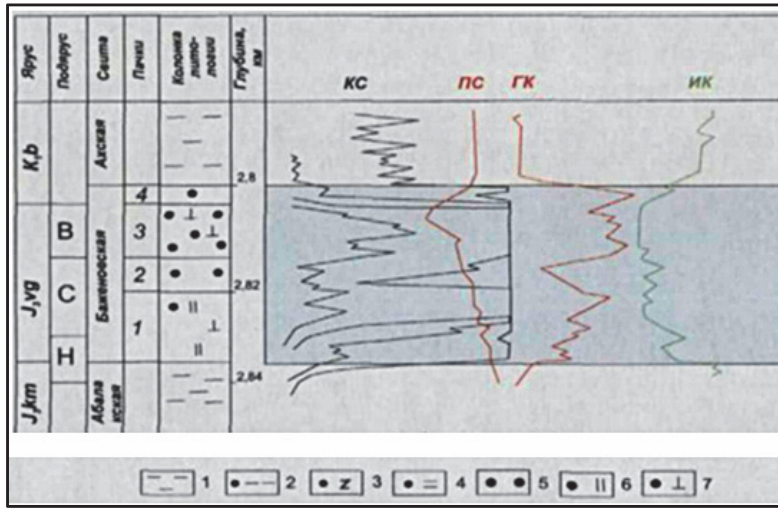


Рис. 2.6.2. Расчленение разрезов скважин Салымского типа на пачки [87];
Условные обозначения типов пород: **1** – глинистые, **2** – аргиллиты слабо битуминозные глинистые, **3 –** аргиллиты битуминозные землистые,**4** – аргиллиты битуминозные листоватые, **5** – аргиллиты битуминозные плитчатые, **6** – аргиллиты битуминозные известково-кремнистые, **7** – аргиллиты битуминозные кремнисто-известковые

В работе [94] на основании результатов работы [177] дано следующее описание выделенных пачек (снизу вверх):

Пачка 1 – карбонатно-кремнистая, представлена аргиллитами битуминозными, черными с коричневатым оттенком, с неровным, реже плоским и раковистым изломом. Часты прослои кремнистой разности вплоть до радиоляритов, имеющих темно-серую окраску, раковистый и остроугольный излом; мощность их до 0,4 м. Довольно обильны известковые аргиллиты и глинистые известняки, которые обычно имеют явные признаки конкреционной природы, иногда они трещиноваты, одни трещины зияющие, другие выполнены кальцитом. В составе пачки часто встречается пирит в виде прослоев до 1 см толщиной – видимо, крупных линз, линзочек длиной до 3 см и 1 см в поперечнике, а также в мелкоагрегатном состоянии, рассеянном по породе, иногда с образованием округлых стяжений. На плоскостях напластования отмечаются онихиты (крючки размером 7—8 мм), редко остатки рыб, краспедитесов средневолжского возраста и двустворчатых моллюсков, отпечатки аммонитов. Ближе к верхней части в отдельных случаях фиксируются остатки раковинных слоёв, подчёркивающих горизонтальную слоистость. Мощность пачки до 16 м.

Пачка 2 – сложена аргиллитами битуминозными, плитчатыми, черными, с ярко выраженным коричневым оттенком, преимущественно с плоским изломом, с гладкой поверхностью излома. Разнообразны включения пирита – от шаровидных включений, линз до единичных рассеянных мелких (менее 1 мм) кристалликов. На плоскостях напластования встречается много остатков рыб, преимущественно мелких онихитов (менее 1 см, лишь отдельные достигают 2—3см). В этой пачке наиболее часты отпечатки аммонитов и бухий, раковины которых образуют скопления нескольких рядов. Они относятся к одному виду Buchia mosquensis (Buch). Здесь же встречаются остатки крупных иноцерамов. В отдельных случаях они формируют прослой до 2 см толщиной, а внутри, вдоль тонких слоёв и по периферии развивается пирит, образующий корочки (2—2,5 мм) мелкоагрегатной разности. Очень редко встречаются мелкие, как правило, пиритизированные, росты белемнитов. Мощность пачки изменяется от 3 до 8 м.

Пачка 3 – кремнисто-известковая, представлена аргиллитами битуминозными, черными, с коричневым оттенком различной интенсивности, с плоским раковистым либо неровным изломом. Плитчатые разности, мощность которых достигает 1,5 м, чередуются, в сложных сочетаниях, с массивными и многочисленными прослоями глинистых известняков, мергелей и кремнистых пород, но карбонатные – превалируют. При этом последние во многих случаях имеют признаки конкреционной природы. Трещины в одних случаях выполнены кальцитом, а других они зияющие. Наблюдаются многочисленные включения пирита различной модификации: от единичных кристаллов и оторочек до линз и округлых стяжений. На плоскостях напластования встречаются редкие отпечатки аммонитов, бухий, чаще онихиты и остатки рыб, но в целом их меньше, чем в подстилающих отложениях. Очень редки остатки мелких ростров белемнитов, обычно в значительной степени пиритизированных.

Пачка 4 – глинистая, сложена аргиллитами битуминозными, черными, иногда до тёмно-серых, с коричневым оттенком, с плоским раковистым изломом, с гладкой поверхностью излома, неравномерно плитчатыми, чередующимися с массивными разностями. Плотные прослои практически отсутствуют. Очень редко на плоскостях напластования встречаются единичные отпечатки аммонитов и бухий, несколько чаще – остатки рыб и онихиты. В скважине 5 1-го Северо-Когалымского месторождения в этой пачке встречаются органические остатки [94]: онихиты, обломки тонкостенных раковин, неясные отпечатки мелких двустворок. Пирит довольно обильный. Мощность пачки от 2 до 5 м.

Расчленение разреза баженовской свиты Широтного Приобья на **четыре пачки** получено и в других работах в этом районе. Например, на **рис. 2.6.3** показано расчленение подобного типа на одной из скважин этого района из работы [250].

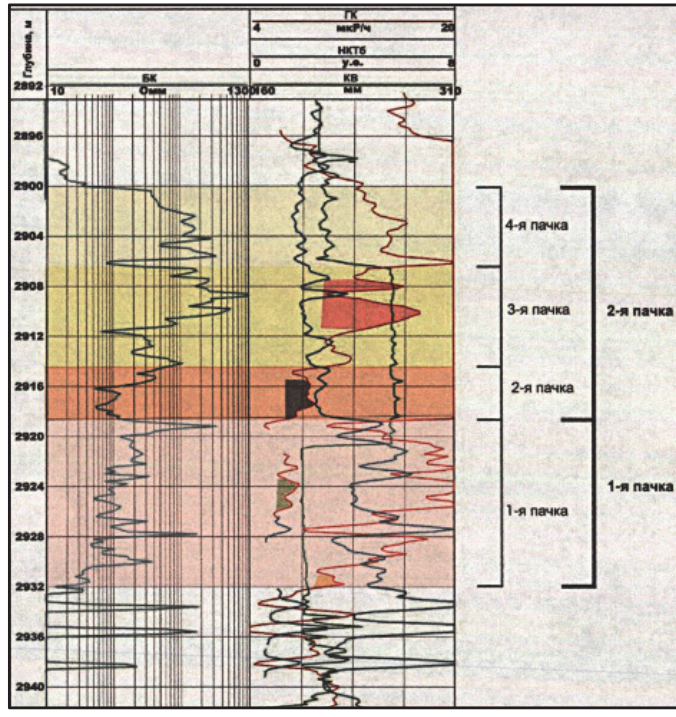


Рис. 2.6.3. Пример расчленения и выделения пачек по одной из скважин Широтного Приобья [250]; цветом выделены пачки, справа показаны укрупнённые макропачки

Результаты детального литологического изучения разрезов баженовской свиты, проведённого в центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы (Салымский и прилегающие к нему районы, смотри **рис. П.3.9** в **Приложении 3**), опубликованы в 2015 году [249]. В разрезах скважин, как и ранее, выделено **четыре пачки**, охарактеризованные в работе [249] следующим образом:

Первая (нижняя) пачка, мощностью 6—10 м, представлена кремнисто-глинистыми породами, отличается повышенным содержанием глинистого материала (35—40%) и кремнезёма (30—40%) с незначительной карбонатной составляющей (менее 5% $CaCO_3$). Согласно анализу каротажных данных нижняя пачка свиты также имеет повышенное содержание глинистого материала и низкое содержание карбонатных минералов.

Вторая пачка свиты сложена высококремнистыми породами – силицитами и пиритисто-углеродисто-глинисто-кремнистыми породами, близкими к силицитам по содержанию кремнезёма. Мощность её изменяется от 10 до 20 м. Содержание кварца в породах варьирует от 50 до 82, глинистого материала – от 4 до 30, кальцита и доломита – от 0,6 до 3,4%. В разрезе пачки в ряде скважин по химическому составу выделяются два типа силицитов: 1)

силициты-радиоляриты; 2) силициты микрокристаллические. В нижней части пачки наблюдаются силициты-радиоляриты, представленные реликтами радиолярий, с содержанием кварца 75—87%, и глинистого материала – менее 10%, между ними наблюдается микрокристаллическая кремнисто-углеродистая порода. В верхней части пачки встречаются силициты с более низким содержанием кремнезёма (50—65%) и более высоким – глинистого материала (10—20%).

Мощность **третьей пачки** в исследуемых разрезах баженовской свиты изменяется от 3 до 12,5 м. Пачка сложена черными породами смешанного состава (карбонатно-глинисто-кремнистыми), в которых содержание кремнистого материала не превышает 35%, а глинистого материала в основном не более 25%. Содержание карбонатных минералов (главным образом кальцита, в меньшей степени доломита) в этом интервале заметно повышено относительно других частей разреза и составляет 17,43—30,7%. Основная масса пород представлена микрокристаллическим кремнезёмом и кальцитом, глинистым материалом и пиритом. По всему интервалу изредка встречаются послойные концентрации мелких и крупных двустворок, которые образуют прерывистые волнистые и линзовидные белые слойки толщиной от долей миллиметра до 5 мм.

Четвертая (верхняя) пачка баженовской свиты представлена черными углеродистыми аргиллитами. Содержание органического углерода в ней варьирует от 4 до 7%. Мощность пачки относительно небольшая – 2—4 м. Далее вверх по разрезу баженовские отложения в районе исследования перекрываются светло-серыми низкоуглеродистыми аргиллитами подачимовской пачки, содержание органического углерода в которых составляет 1—3%.

Разделение разреза на четыре пачки в районе Широтного Приобья подтверждено и в работах [87, 134, 138] и ряде других публикаций.

Если целью работ является лишь рассмотрение нефтегенерационного потенциала отложений, то есть распределение количества и параметров органического вещества, то возможно и более грубое разделение разреза скважин лишь на две пачки – верхнюю и нижнюю [87, 88, 250]. На **рис. 2.6.3** и **рис. 2.6.4** показан пример разделения разреза на укрупнённые пачки, а на **рис. 2.6.5**, заимствованном из работы [88], приведён их схематический разрез.

В соответствии с циклическим характером истории баженовского палеобассейна (сочетание трансгрессий и регрессий моря, периодическое поступление с севера вод Арктического океана), разрезы скважин имеют **циклическое строение**, отмеченное в значительном числе публикаций – как в ранних работах [246], так и в современных, например, [87, 134, 138,145], хотя в ряде публикаций указано, что выделение и прослеживание циклитов представляет непростую задачу [246].

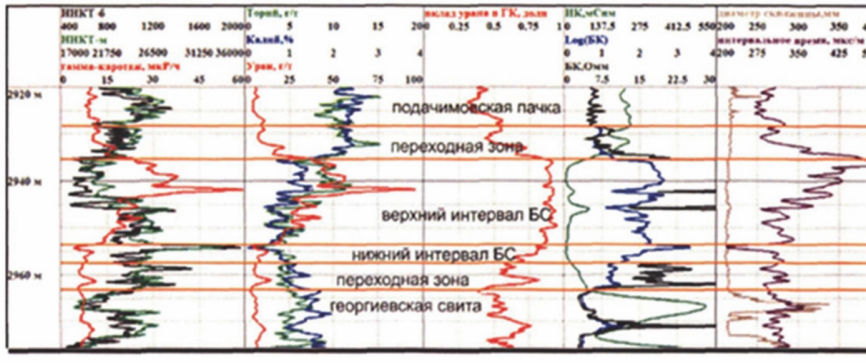


Рис. 2.6.4. Пример выделения границ отложений баженовской свиты и переходных зон к вмещающим отложениям георгиевской свиты и подачимовской пачки на скважине западного склона Сургутского свода [88]

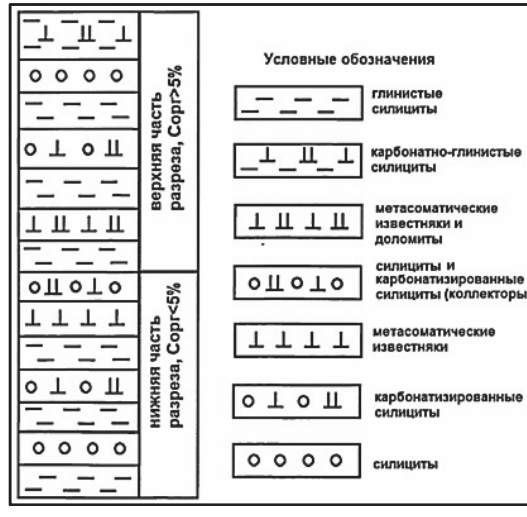


Рис. 2.6.5. Сводный разрез баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты [88]

В зависимости от района работ, применяемого комплекса ГИС и субъективных предпочтений авторов в разрезе скважин Широтного Приобья выделяется разное число **циклитов: три** [42, 93, 145], **четыре** [87] и максимально – **пять**[134].

Выделяемые циклы асимметричны, с резким преобладанием трансгрессивной части, что устанавливается по характеру вариаций естественной радиоактивности и данных НКТ [145]. Наблюдается последовательное увеличение содержания органического вещества (керогена) и глинистой составляющей пород вверх по разрезу – и резкое падение в конце

циклитов. Началу циклитов соответствует седиментация кремнисто-карбонатных пород, отличающихся повышенной плотностью, что выражается в повышенных значениях данных НКТ. Карбонатные породы тяготеют к низам свиты, кремнистые – к её верхним частям [145].

На **рис. 2.6.6** показан пример наиболее подробной дифференциации разреза одной скважины Широтного Приобья из работы [134].

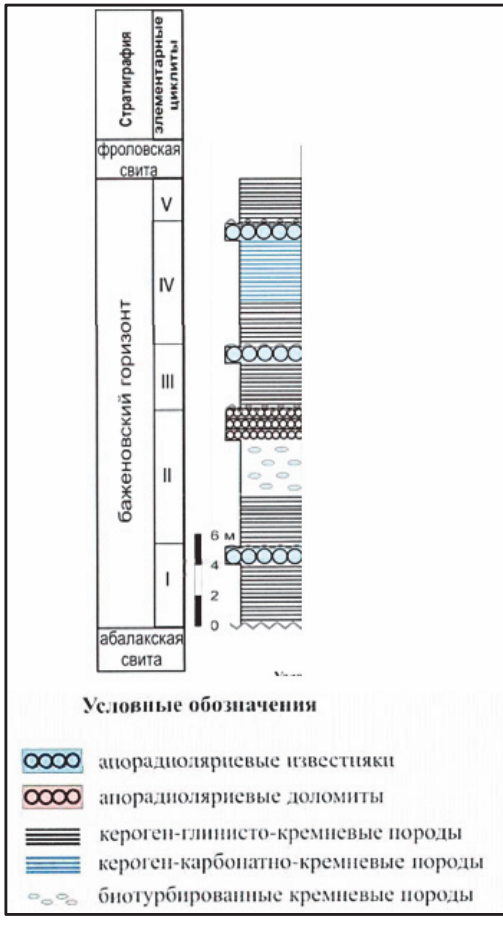


Рис. 2.6.6. Иллюстрация цикличности отложений баженовского горизонта на западе Широтного Приобья [134]

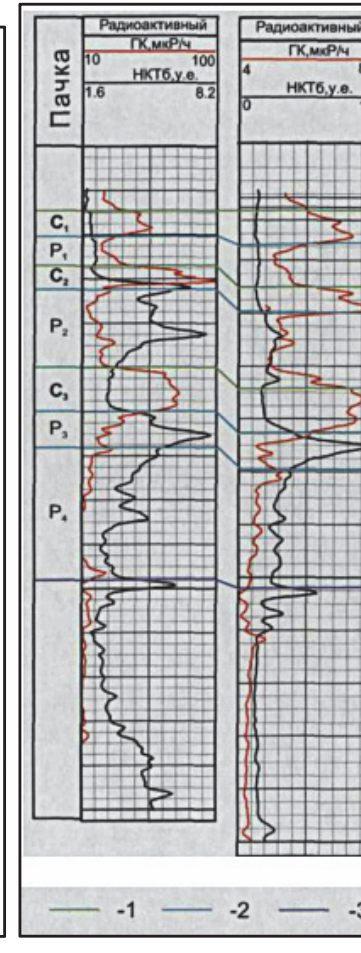


Рис. 2.6.7. Расчленение разреза баженовской свиты двух скважин одного из месторождений Широтного Приобья по данным радиоактивного каротажа [87]; 1 – кровля пачки **C; 2 –** кровля пачки **P; 3 –** кровля абалакской свиты

Согласно работе [134], **1-й циклит** представлен глинисто-кремнистыми битуминозными породами и средне-мелкозернистыми апорадиоляритовыми известняками. **2-й циклит** сложен глинисто-кремнистыми битуминозными породами, которые вверх по разрезу постепенно переходят в биотурбированные кремниевые породы со стяжениями и в радиоляриты, окремнелые или доломитизированные. **3-й циклит** представлен глинисто-кремнистыми битуминозными породами и мелко-среднезернистыми апорадиоляритовыми известняками. **4-й циклит** сложен глинисто-кремнистыми битуминозными породами, которые постепенно переходят в карбонатно-глинисто-кремнистые битуминозные породы и мелко-среднезернистые апорадиоляритовые известняки. **5-й циклит** представлен глинисто-кремнистыми битуминозными породами.

В свою очередь, каждый из циклитов по данным ГИС обычно делится на две пачки, выделенные ещё в начале 80-х годов [179] и обозначаемые как С и Р, причём каждый циклит начинается снизу пачкой Р и заканчивается пачкой С [93, 131]. Пачка Р соответствует периодам накопления в осадке биогенного материала, в пачках С преобладают глинистые материалы и кремнезём [93].

В **таблице 2.6.1** приведена схема подобного разделения разрезов скважин одного из месторождений Широтного Приобья [87]. Пример расчленения нескольких скважин по данным ГИС показан на **рис. 2.6.7**.

Пачка	Месторождение 1	Месторождение 2
C_1	Кремнисто-гидрослюдистые аргиллиты с редкими прослоями радиоляритов	Нет данных
P_1	Кремнисто-гидрослюдистые аргиллиты с прослоями известняков или кремнистых аргиллитов в нижней части	Кремнисто-гидрослюдистые аргиллиты
C_2	Кремнистые аргиллиты с карбонатизированными прослоями и радиоляритами	Кремнисто-гидрослюдистые и кремнистые аргиллиты
P_2	Кремнистые аргиллиты	Карбонатные прослои в кремнистых аргиллитах
C_3	Карбонатизированные кремнистые аргиллиты или кремнистые аргиллиты с прослоями радиоляритов	Кремнистые аргиллиты с карбонатизированными прослоями
P_3	Радиоляриты в верхней части, радиоляриевые опоки	Кремнистые аргиллиты с прослоями радиоляритов в основании
P_4	Радиоляриевые опоки и кремнистые аргиллиты	Радиоляриты в кровле, ниже – радиоляриевые опоки и кремнистые аргиллиты
Абалакская свита	Породы гидрослюдистые, обогащённые зёрнами глауконита, часто пиритизированного, с редкими остатками раковин фораминифер и радиолярий	

Таблица 2.6.1. Разделение на пачки по керну и ГИС разрезов скважин двух близко расположенных месторождений Широтного Приобья [87]

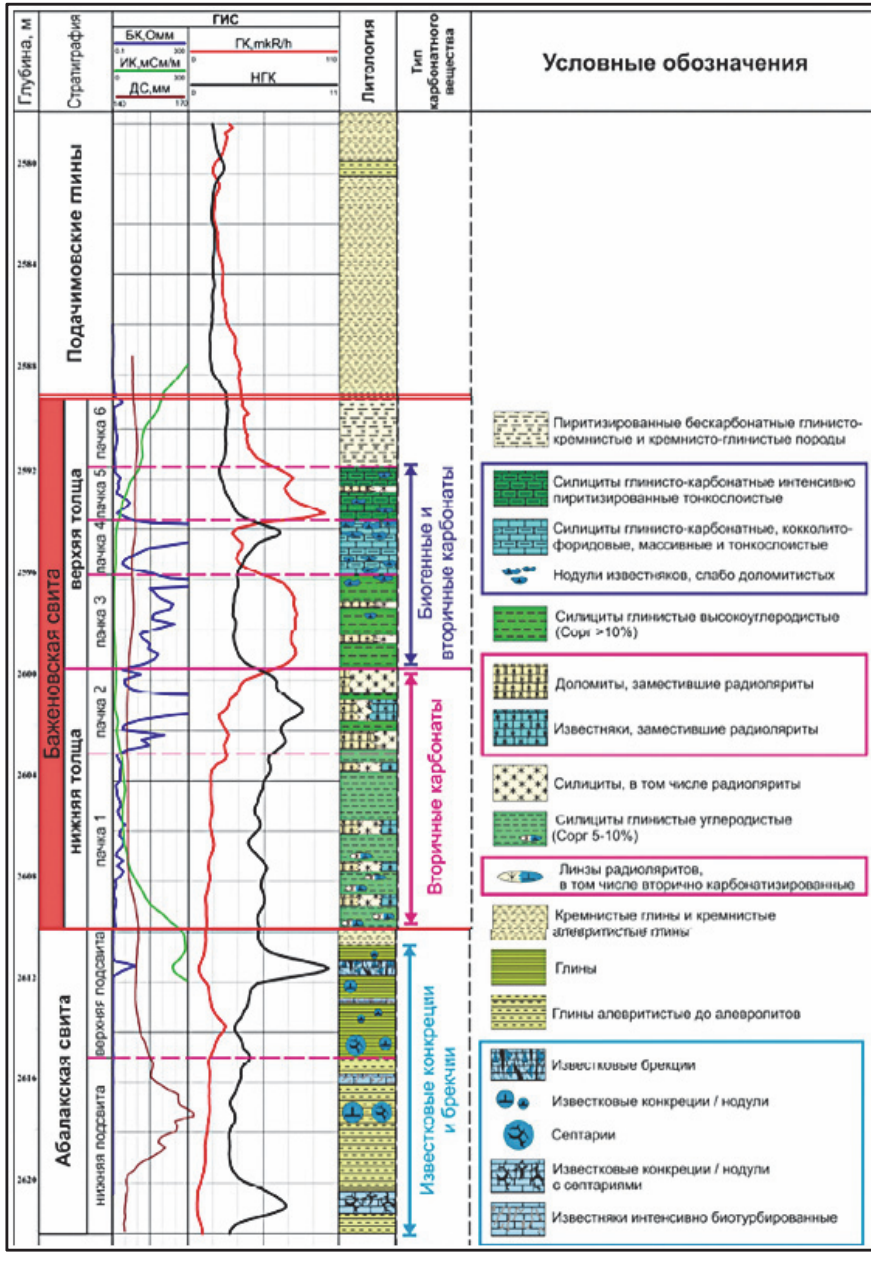


Рис. 2.6.8. Строение абалакско-баженовского комплекса отложений [260]

Наиболее дробное расчленение разреза проведено в работе [260], в которой по комплексу палеонтологических и литологических характеристик разрез расчленён на две толщи – верхнюю и нижнюю, а те, в свою очередь, разделены на пачки: две пачки – в нижней и четыре пачки – в верхней (смотри **рис. 2.6.8**).

В работе [260] эти пачки описываются следующим образом:

Пачка 1 – силициты глинистые (до 10%) углеродистые (**$C_{орг}$** около 5%) с разновеликими (мощность 0,01—1 м) прослоями радиоляритов, нередко вторично карбонатизированных. Для пачки 1 характерно обилие остатков рыб и теутид, сравнительно редко отмечаются двустворки и аммониты.

Пачка 2 – «радиоляритовая» – представлена высококремнистыми силицитами и радиоляритами, чаще всего вторично кальцитизированными, либо доломитизированными [4] с прослоями более глинистых (до 20% глин) силицитов. Остатки макрофауны редки и в целом не характерны.

Пачка 3 – силициты глинистые (до 25% глин) высокоуглеродистые (**$C_{орг}$** – 5—15%), монотонные и однородные, с комплексом аммонитов и двустворок.

Пачка 4 – «кокколитофоридовая» – сложена силицитами углеродистыми (**$C_{орг}$** – 5—10%) глинисто-карбонатными с многочисленными остатками рыб. Карбонатное вещество – первично-биогенное, представлено остатками кокколитофорид. Нередко в пачке присутствуют известковые модули.

Пачка 5 – силициты глинисто-карбонатные, высокоуглеродистые (**$C_{орг}$** – 10—20%) послойно пиритизированные, за счёт чего отчётливослоистые.

Пачка 6 – сложена углеродистыми (**$C_{орг}$** – 4—8%) породами глинисто-кремнистого состава с переменным преобладанием компонентов. Пачка 6 является переходным интервалом от типичных баженовских кремнистых углеродистых отложений к преимущественно глинистым породам перекрывающих неокомских интервалов (подачимовские глины, фроловская, сортымская и другие свиты). В пачках 5 и 6 преобладают остатки нектонной фауны (рыб и теутид), бентос отсутствует.

В зависимости от поставленных задач вертикальная дифференциация и типизация разреза могут быть и иными. В работе [88] в пределах исследованной в этой работе территории (смотри **таблицу П.3.1** в **Приложении 3**), **по соотношению потенциальных коллекторов и нефтематеринских толщ выделено три типа разрезов пород баженовского горизонта.**

Тип А: максимальная мощность потенциальных коллекторов и нефтематеринских толщ (развит в районе Явинлорской и Сахалинской площадей).

Тип Б: минимальная мощность потенциальных коллекторов и максимальная мощность нефтематеринских толщ (развит в районе Средне-Назымской и Рогожниковской площадей).

Тип В: максимальная мощность потенциальных коллекторов и минимальная мощность нефтематеринских толщ (развит в районе Ай-Пимской и Алехинской площадей).

В работе [90] *по количеству в разрезе глинистой, кремнистой и карбонатной составляющих,* в пределах исследованной в этой работе территории (смотри рис. П.3.6 в **Приложении 3**), выделено пять типов разрезов, схематически отображённых на **рис. 2.6.9**.

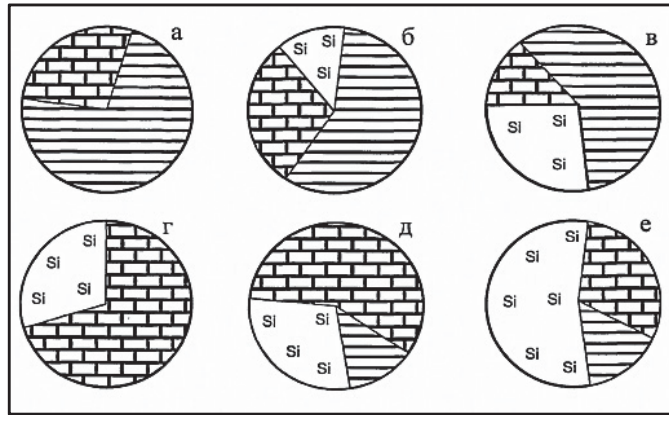


Рис. 2.6.9.Типы разрезов абалакской и баженовской свит на территории Широтного Приобья[90]; а – карбонатно-глинистый в абалакской свите; в баженовской свите: **б** – кремнисто-карбонатно-глинистый, **в** – карбонатно-кремнисто-глинистый, **г** – кремнисто-карбонатный, **д** – глинисто-кремнисто-карбонатный, **е** – глинисто-карбонатно-кремнистый

2.6.3. Дифференциация разрезов скважин баженовской свиты в районе Красноленинского типа разреза

Ещё одним примером выделенных в работе [177] типов разреза является Красноленинский тип, распространённый на западе Широтного Приобья [177] (смотри **рис. 2.6.1**), и показанный на **рис. 2.6.10**, заимствованном из работы [87].

Детальное литолого-минералогическое изучение керна для Красноленинского типа разреза провёл М.Ю. Зубков с соавторами в работе [248]. **Разрез баженовской свиты разделён на три зоны**.

Первая (нижняя), названа авторами работы [248] «каолинитовой», поскольку в ней каолинит преобладает над остальными глинистыми минералами. Толщина зоны – порядка 10 м. В верхней части этой зоны породы представлены более глинистыми литотипами. Нижняя часть рассматриваемой зоны сложена более кремнистыми и известковистыми литотипами. Породы зоны содержат по весу до 14% керогена.

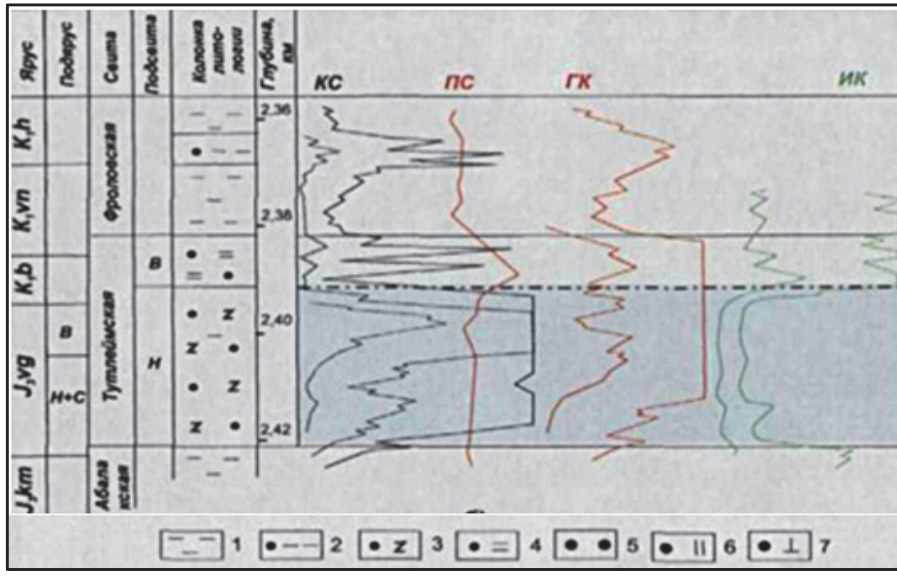


Рис. 2.6.10. Расчленение разрезов скважин Красноленинского типа на пачки [87];
Условные обозначения типов пород: **1** – глинистые, **2** – аргиллиты слабо битуминозные глинистые, **3** – аргиллиты битуминозные землистые, **4** – аргиллиты битуминозные листоватые, **5** – аргиллиты битуминозные плитчатые, **6** – аргиллиты битуминозные известково-кремнистые, **7** – аргиллиты битуминозные кремнисто-известковые

Вторая зона названа авторами работы [248] «карбонатной или известковистой». Породы, слагающие эту зону, характеризуются резким уменьшением содержания керогена, глинистых минералов и биогенного кремнезёма. В состав пород этой зоны входят глинистые известняки, известковистые глины, мергели. Главным компонентом этих пород является кальцит и, в меньшем количестве, доломит. Глинистые минералы в составе глин присутствуют практически в равных пропорциях. Толщина пачки – около 3 м.

Третья зона (верхняя) названа «пиритовой». Входящие в её состав глины содержат все глинистые компоненты примерно в равных пропорциях. Породы в зоне представлены только одним литотипом: сильно битуминозными аргиллитами, цвета от тёмно-серого до чёрного. Почти полностью отсутствуют карбонатные минералы.

2.6.4. Типы аномальных разрезов

Поскольку аномальные разрезы, как следует из материалов, приведённых в **п. 2.3**, формировались в результате «катастрофических» механизмов осадконакопления, приводивших к значительной

пространственной изменчивости отложений, зоны распространения АР также должны характеризоваться набором различных типов разрезов скважин.

В диссертации А.В. Осыка [94] в районе исследования (Среднеобский геоблок, объединяющий Сургутский и Вартовский своды, Северо-Сургутскую и Северо-Вартовскую мегатеррасы, смотри **Приложение 3**) выделено **четыре типа аномальных разрезов,** которые в [94] охарактеризованы следующим образом:

Первый тип (**рис. 2.6.11, Б**) характеризуется: либо преобладанием в разрезе битуминозных высокорадиоактивных пород толщиной до 35 м, ниже которых залегают небитуминозные аргиллиты толщиной до 10 м; либо уменьшением мощности битуминозных пород до 20 м и увеличением мощности аргиллитов до 46 м. В разрезе небитуминозных аргиллитов выявлены, хотя и достаточно редко, песчаники и алевролиты.

Данный тип разреза отмечается в «аномальных» зонах: Дружно-Ягунской и южной части Повховской.

Второй тип (**рис. 2.6.11, В**) выделяется по присутствию песчано-алевролитового материала в нижней части АР баженовской толщи. Битуминозные высокорадиоактивные породы обычно составляют основную частьразреза (до 47 м), а песчано-алевролитовые – незначительную часть (до 12 м). Но есть и исключения, когда битуминозные аргиллиты составляют лишь верхнюю часть разреза, в основном же в разрезе представлены небитуминозные аргиллитоподобные глины (до 56 м). Но и в этом случае в самой нижней части разреза по результатам ГИС всё же отмечается прослой алевролитов(около 4 м).

Этот тип разреза встречается: в северной и южной частях Повховской зоны; в Восточно-Придорожной, Равенской, Дружно-Ягунской зонах; в северной части Южно-Конитлорской зоны.

Третий тип (**рис. 2.6.11, Г**) характеризуется присутствием в верхней и нижней частях разреза баженовско-ачимовской толщи прослоев битуминозных высокорадиоактивных аргиллитов, а в средней части разреза отмечается переслаивание песчано-алевролитовых пород с небитуминозными аргиллитами. В нижней части разреза, иногда, непосредственно над или под высокобитуминозными породами, встречаются песчано-алевролитовые отложения.

Четвертый тип (**рис. 2.6.11, Д**) отличается от третьего присутствием большого количества битуминозных прослоев (до 10). В верхней части разреза, как правило, отмечается пачка битуминозных аргиллитов (8—23м).

Следует подчеркнуть, что для «аномальных разрезов», которые, в сущности, представляют собой классические песчано-глинистые породы, только низкопроницаемые, число различных типов разрезов намного меньше, чем в «нормальных» разрезах БС.

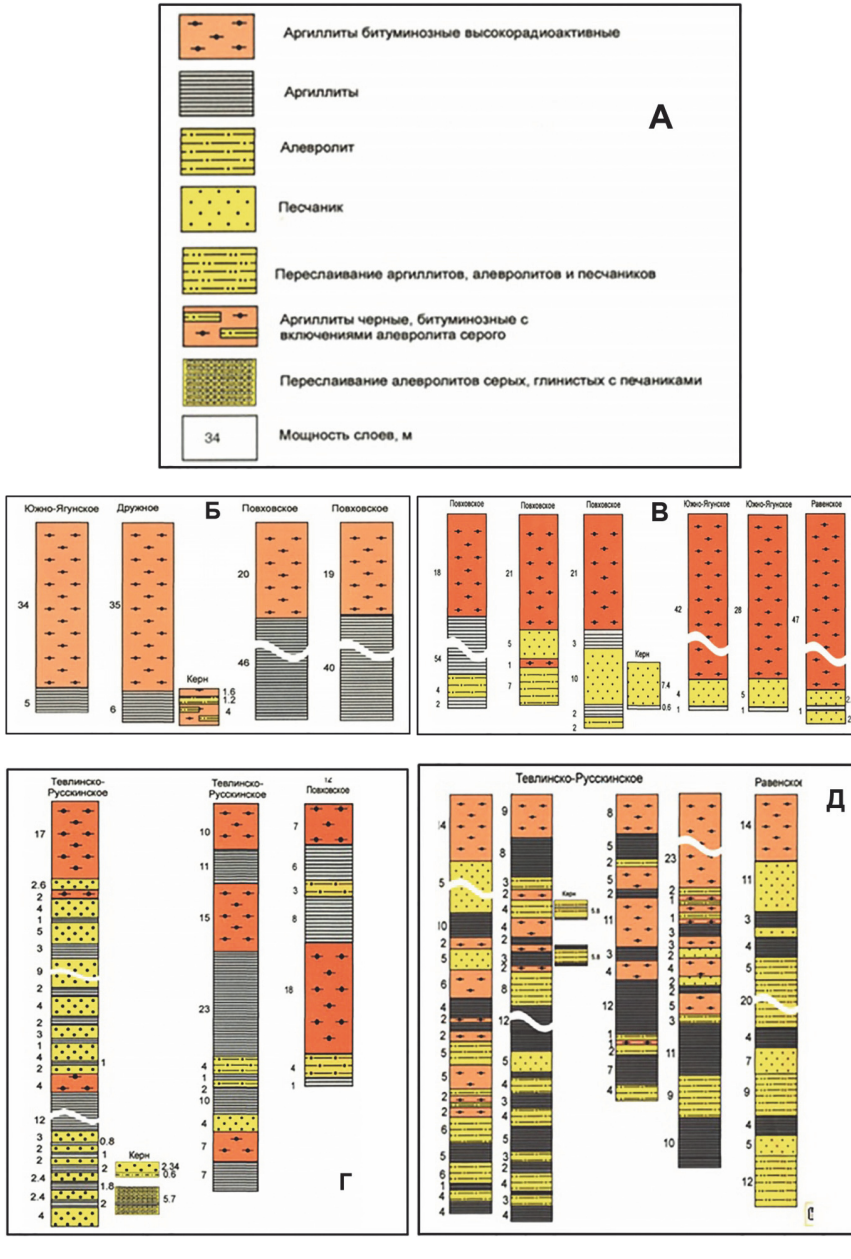


Рис.2.6.11.Типы «аномальных» разрезов, выделенные в работе [94];
А – условные обозначения литологических типов пород; **Б, В, Г, Д** – соответственно, первый, второй, третий и четвёртый типы разрезов скважин

2.6.5. Латеральная изменчивость структуры разрезов скважин

2.6.5.1.Латеральная изменчивость нормальных разрезов БС

В качестве критериев для расчленения разреза, естественно, используются прежде всего литологические и геохимические показатели. Как уже отмечено выше (**п. 2.5**) литологический состав баженовских пород отличается высокой степенью латеральной изменчивости, которая вызвана стохастичностью и катастрофичностью всех предполагаемых процессов образования пород этого объекта. Соответственно, латеральной изменчивостью отличается и характер разрезов скважин.

Этот факт отмечается в большинстве работ по изучению баженовской свиты. Например, можно процитировать работу сотрудников компании «Газпромнефть» [238]: «баженовская свита на территории Западно-Сибирского НГБ неоднородна, её состав и строение меняются в зависимости от условий осадконакопления и произошедших в толще постседиментационных преобразований, свой отпечаток накладывает также история тектонического развития территории, наличие тепловых аномалий и многое другое».

Показанное на **рис. 2.6.1** площадное районирование типов разрезов скважин является, если так можно выразиться, отражением изменчивости условий при осадконакоплении **крупного пространственного масштаба**. Если более детально рассмотреть площади меньшей величины, то проявляется и более мелкая пространственная неоднородность формирования пород баженовской свиты, а, соответственно, и латеральной изменчивости типов разреза.

В этом отношении весьма показательна детальная работа [178], район исследования которой включает лишь часть площади распространения всей свиты – Каймысовский нефтегазоносный район (смотри **Приложение 3**, **рис. П.3.8**). В работе выделены типы и классы разрезов, проведено литолого-фациальное картирование отложений свиты; для этого проведены лито- и биофациальный анализы, использованы современные методы интерпретации материалов ГИС, а также детальные литолого-петрографические и геохимические исследования.

По конфигурации кривых стандартного и радиоактивного каротажа, составу и мощности главных типов пород в разрезах, характеру сочетания и количеству в них глинистой, кремнистой и карбонатной составляющих, в юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты авторы работы [178] установили **восемь основных типов разреза.** Они обозначены буквами русского алфавита. Наиболее часто встречающиеся типы в районе исследований работы [178] – это **А, Б, В, Г, Д** и **Е (**смотри рис. **2.6.12)**.

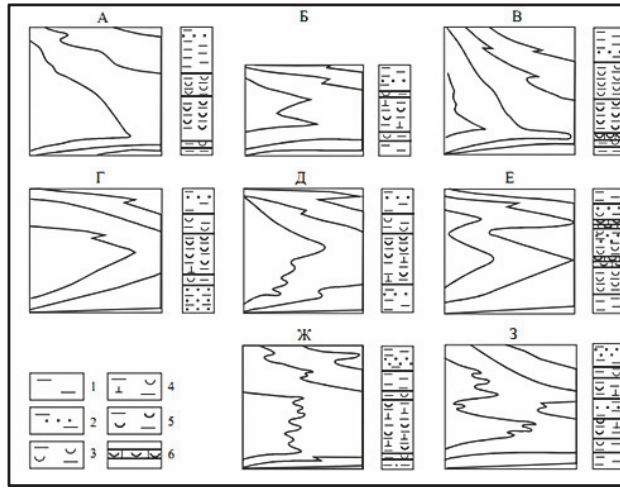


Рис. 2.6.12. Типы разрезов баженовской свиты в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты [178];
Глины: **1** – однородные; **2** – алевритовые (алевритистые); **3** – кремнистые, углеродистые; **4** – известковисто-кремнистые, углеродистые; **5** – высококремнистые с прослоями радиоляритов, высокоуглеродистые. *Известняки*: **6** – вторичные по радиоляритам, высокоуглеродистые

Для пород с карбонатной составляющей более характерны типы **Б, В** (с несколькими подтипами), **Г, Д** и **Е**. В работе [178] приведена следующая трактовка выделенным типам разреза: типы **А** и **Б** отвечают разрезам, сложенным относительно глубоководными высококремнистыми и высокоуглеродистыми отложениями псевдобатиали и нижней-средней сублиторали внешнего шельфа, накопившимися во впадинах глубиной от 100 до 400 м. Типы **В, Г, Д** и **Е** характерны для отложений, сформированных в условиях приподнятой части шельфа с дифференцированным рельефом (подводные банки, гряды и возвышенности, обычно населявшиеся популяциями бентосных двустворок).

Наибольшим распространением пользуются **три типа разреза**. Первый тип (**А**) характерен для относительно глубоководных отложений, отличается высокими значениями кажущегося сопротивления и формой кривых КС со многими пиками.

Второй тип (**Б**) и его подтипы характерны для отложений менее глубоководной части шельфа, представленных породами смешанного состава, отличаются чётко выраженной кривой КС с двумя пиками и более низкими значениями кажущегося сопротивления.

Третий тип (**В**) и его подтипы характеризуются формой записи кривой КС, близкой к типу **А**, но с меньшими значениями КС (60—130 Ом·м) и со смещением максимальных значений в среднюю и нижнюю части разреза.

В работе [178] использована ранее установленная особенность кривых КС [237]:присутствие биогенной компоненты и повышенное содержание ОВ в породах приводят к росту величины КС до 100—500 Ом·м, которая на каротажных диаграммах **измеряется в третьем, а иногда и в четвёртом масштабах**. На основании этого, по величине отношения $\mathbf{h_{3м}}$ мощности терригенно-биогенной и биогенной составляющей КС третьего масштаба к общей мощности пород в изученных разрезах (в дополнение к указанной выше типизации) установлено **пять классов разрезов**. Границы классов соответствуют величинам указанного отношения: 0; 25; 50; 75; 100. Авторы работы [178] дали следующую палеогеографическую трактовку выделенным классам: **I класс** характеризует образования верхней сублиторали, **II** и **III** – средней сублиторали, **IV** – нижней сублиторали, **V** – наиболее глубоководной части морского бассейна.

Прежде всего **следует отметить, что большое число типов и классов разрезов (8 типов и 5 классов) само по себе свидетельствует о значительной латеральной изменчивости условий осадконакопления и формирования пород свиты, что и вызывает высокую степень латеральной изменчивости типов разрезов.**

Об этом свидетельствует и результирующая литолого-палеогеографическая карта Каймысовской акватории Баженовского моря (**рис. 2.6.13**), основанная на результатах анализа и выделения различных типов и классов разрезов, на которой отображены обстановки формирования пород и, соответственно, зоны распространения тех или иных типов и классов разрезов. Видно, что эти зоны образуют достаточно сложную, и даже причудливую, площадную картину.

В работе [164] в районе исследования (**рис. П.3.5** в **Приложении 3**) установлено наличие четырёх типов разреза, которые в целом соответствуют четырём типам из работы [177] (вахскому, колпашевскому, нивагальскому и салымскому), однако имеют локальные отличия от средних типовых разрезов, ранее установленных для этих районов свиты.

Как видно из данных **п. 2.5**, в том числе, из карты на **рис. 2.5.7**, площадное распространение различных литотипов (соответственно, и различных типов разрезов) также имеет весьма причудливый вид. Поэтому не удивительно, что, согласно материалам данного пункта, и площадное распространение различных типов разреза имеет в значительной мере стохастическую природу, а не чисто дискретную.

Выделение границ площадей распространения разрезов разных типов, в определённой степени условны, как и распределения различных литотипов пород баженовской свиты.

Об этом же свидетельствует и достаточно сложная площадная топология распределения сейсмического параметра **P,** введённого в работе [134]. Он характеризует добычной потенциал скважин; **P** = 1 соответствует высокому дебиту (смотри **рис. 2.6.14**).

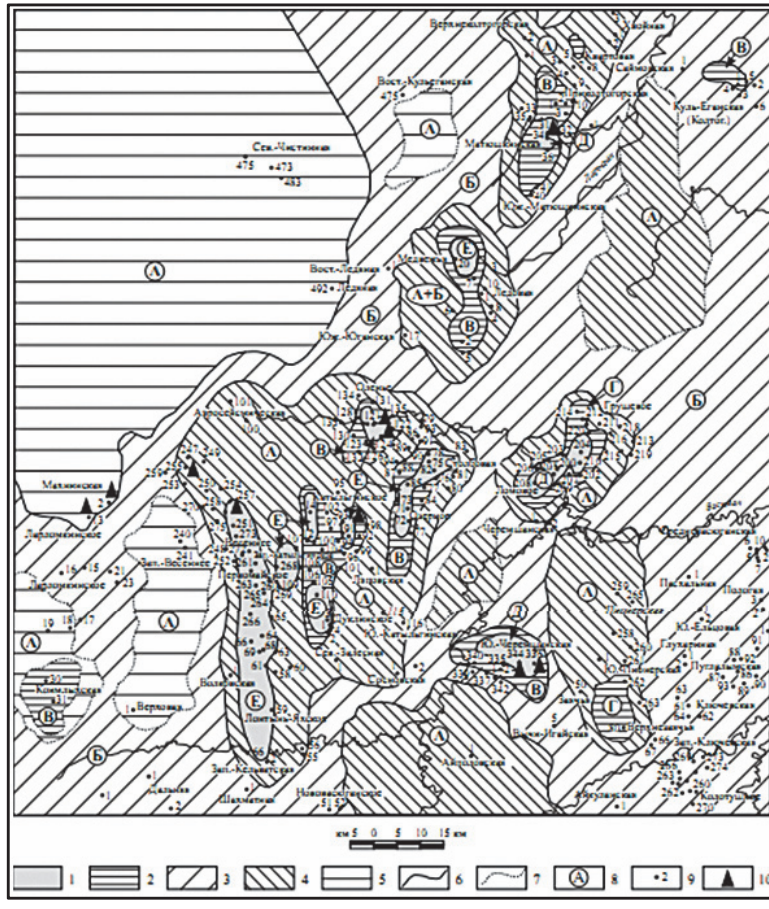


Рис. 2.6.13. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Каймысовской акватории Баженовского моря [178];
Палеографические обстановки: **1** – ракушняковые банки относительно мелководные; **2** – ракушняковые банки относительно глубоководные; **3** – нижняя сублитораль; **4** – депрессионные зоны нижней сублиторали; **5** – псевдобатиаль.
Границы: **6** – установленные по литологическим и геохимическим признакам; **7** – установленные по структурно-фациальным признакам.
8 – *иловые впадины*: **А** – кремнистые (радиоляриевые) илы; **Б** – смешанные кремнисто-карбонатные илы;
Подводные ракушняковые банки: **В** – относительно глубоководные (глубина свыше 100 м); **Г** – более мелководные (глубина 60—100 м); **Д, Е** – мелководные (глубина 30—60 м);
Скважины: **9** – изученные скважины и их номера; **10** – нефтеносные скважины

О площадной изменчивости строения разреза скважин свидетельствует и результат корреляции разрезов нескольких скважин Широтного Приобья [243], показанный на **рис. 2.6.15** и **2.6.16**.

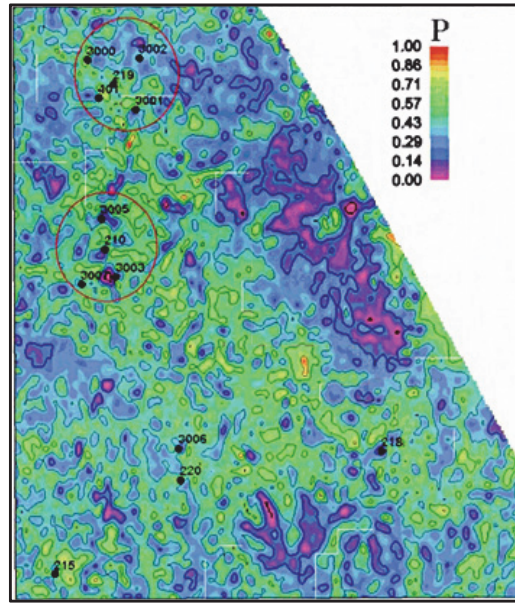


Рис. 2.6.14. Карта параметра P, характеризующего добычной потенциал разреза баженовского горизонта [134]

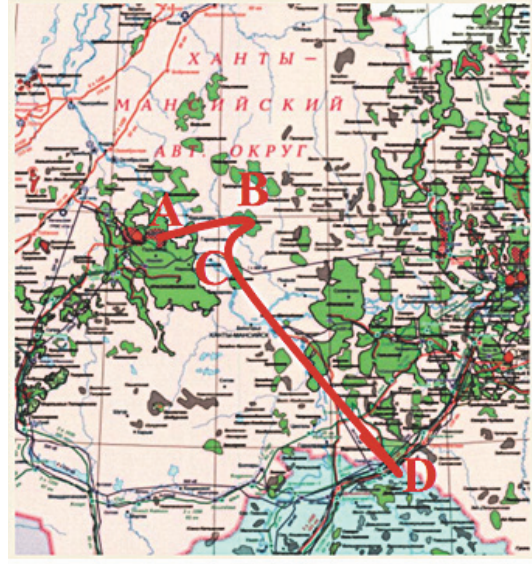


Рис. 2.6.15. Профиль корреляции разрезов скважин Широтного Приобья [243]

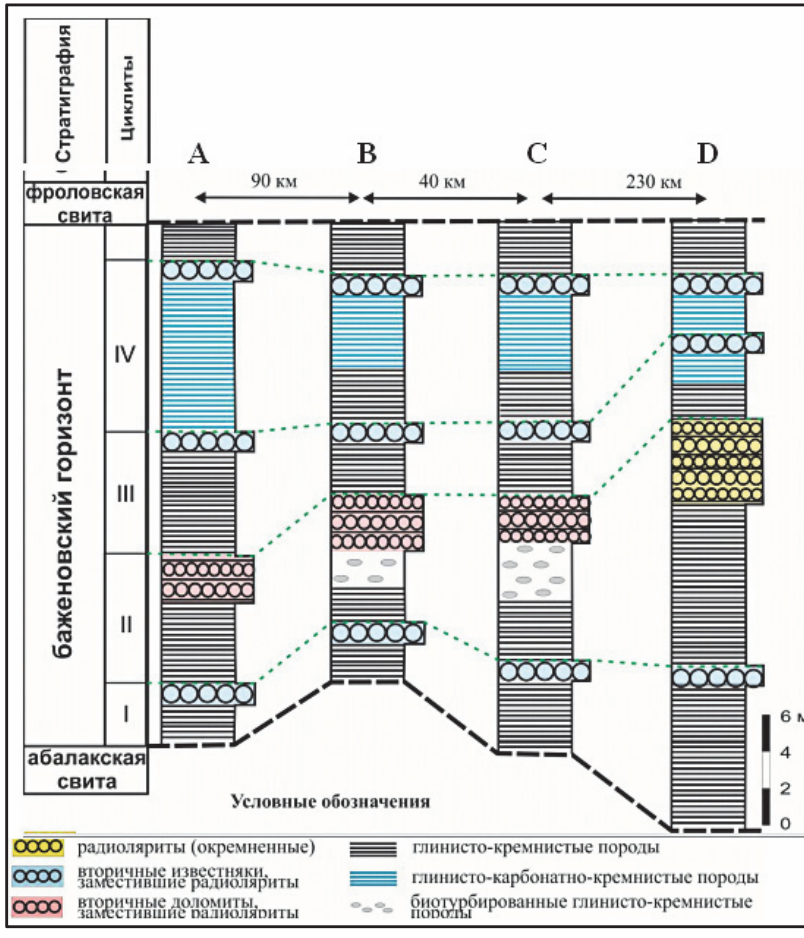


Рис. 2.6.16. Изменчивость разреза баженовской свиты по площади [243]

Как видно **из рис. 2.6.16**, разрезы четырёх скважин профиля достаточно заметно различаются. В двух – появляются биотурбированные глинисто-кремнистые породы, отсутствующие в двух других; в одной – отмечено появление окремнелых радиоляритов, отсутствующих в трёх остальных скважинах. Значительно изменяется как общая толщина разреза, так и относительные толщины различных его подразделов (пачек или циклитов).

Тем не менее, некоторые особенности строения разреза сохраняются и на значительном расстоянии. Так, разрез каждой из рассмотренных, достаточно удалённых друг от друга, скважин делится на одно и то же число циклитов; в каждой скважине наблюдается одинаковое число вторичных известняков, образовавшихся при преобразовании слоёв радиоляритов; во всех скважинах

сохраняется увеличение доли кремнистых пород и органического вещества вверх по разрезу.

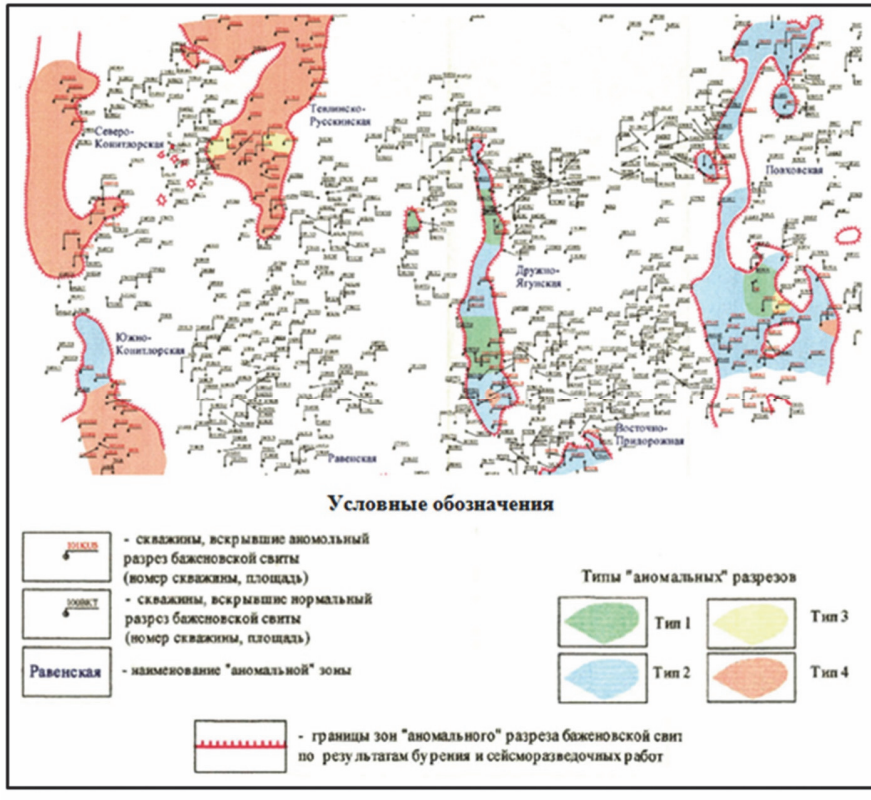


Рис. 2.6.17. Схема распространения основных типов «аномальных» разрезов баженовской свиты на территории, исследованной в работе [94]

Таким образом, при значительной степени изменчивости, распределение типов разрезов скважин определяется комбинацией двух факторов: стохастического и детерминистского.

2.6.5.2. Латеральная изменчивость «аномальных» разрезов свиты

Зоны распространения «аномальных» разрезов также отличаются значительной латеральной изменчивостью типов разрезов скважин [94]. На **рис. 2.6.17** показана схема распространения различных типов разрезов, полученная в работе [94]. Видно, что в пределах каждой из выделенных «аномальных» зон типы разрезов заметно изменяются по площади зоны.

Сравнивая карты распространения типов разрезов на рис. 2.6.13 и рис. 2.6.17, можно сделать достаточно тривиальный вывод, что картина распространения типов аномальных разрезов гораздо проще и менее запутанна, менее «стохастична», чем для нормальных разрезов БС. Хотя и в этом случае, как и для нормальных разрезов, картина латерального распространения сходной структуры разреза скважин определяется сочетанием как стохастического, так и детерминистского факторов.

2.7. Иерархичность модели компонентного (вещественного) состава пород баженовской свиты

Как следует из приведённых выше данных, **породы баженовской свиты образованы достаточно ограниченным числом основных породообразующих компонентов (ПОК).** Их сочетание и образует различные дискретные литотипы пород, выделяемые отечественными литологами.

По данным подавляющего большинства различных исследователей число ПОК можно свести к **пяти основным:** глины; силициты; карбонаты; органическое вещество; пирит. При геологических реконструкциях часто рассматривают и шестой, **дополнительный компонент** – иные минералы, встречающиеся в малых количествах (менее 5%) и не повсеместно (смотри **п. 2.4.2**).

Как показано в **п. 2.4.3**, разбиение пород БС на конечное число литотипов обычно строится на основе концентраций основных породообразующих компонент.

Такой принцип, как уже отмечалось, выглядит достаточно условным, поскольку принятые градации концентраций для выделения литотипов, по существу, выделены не по каким-то особым классификационным признакам, изменяющимся скачкообразно при переходе от литотипа к литотипу. Например, введение такой классификации было бы полностью оправдано, если бы средние концентрации ПОК для, скажем, двух литотипов отличались значительно, а промежуточные значения отсутствовали бы вовсе или, по крайней мере, составляли бы ничтожную долю в каждом из рассматриваемых литотипов пород.

Складывается впечатление, что принятая классификация представляет собой, по сути, дискретизацию непрерывно изменяющейся по пространству стохастической функции концентраций различных породообразующих компонентов.

Вероятнее всего, во многом именно с этим связано огромное количество вариантов литологической типизации пород у различных исследователей: от трёх до сорока и более литотипов (смотри **п. 2.4.3**), с той или иной степенью

дробности описывающих интервал непрерывно изменяющихся по пространству концентраций ПОК.

Ситуация напоминает цветовую шкалу видимого светового диапазона. Известно, что все цветовые оттенки, в интервале длин волн от низкочастотной границы красного цвета до высокочастотной границы фиолетового цвета, получаются смешением в разных пропорциях трёх базовых цветов: красного, синего и зелёного.

Примерно такое же положение складывается и с вещественным составом пород БС, только базовых породообразующих компонент не три, а, скажем, пять. Смешение этих пяти породообразующих компонент в каждой точке и даёт компонентный состав породы в этой точке свиты, а концентрации ПОК при переходе от точки к точке изменяются по какому-то стохастическому закону.

Таким образом, вещественный состав пород (а точнее, пространственное изменение содержания различных породообразующих компонентов) правильнее описывать в виде **стохастической функции в многомерном пространстве основных породообразующих компонент (скажем, пяти), зависящей от трёх пространственных координат.** Иными словами, каждой точке пространства БС ставится в соответствие набор из концентраций пяти породообразующих компонент, стохастически изменяющийся от точки к точке в пределах рассматриваемого объёма пород БС.

Геологической основой для такого представления является то, что «катастрофический» характер локальных механизмов формирования отложений баженовской свиты определяет и стохастический характер литологического состава пород, высокую пространственную изменчивость которого отмечают все специалисты, проводившие литологические исследования пород баженовской свиты.

Именно некоторой искусственностью принятого разбиения на литотипы, непрерывностью и стохастичностью пространственного изменения компонентного (вещественного) состава пород и объясняется низкая коррелированность выделяемых литотипов в разрезе даже ближайших скважин, полученная в ряде исследований, где такая корреляция проводилась.

Судя по опубликованным данным, даже в пределах локально-фациальных зон параметры более мелких подразделений – пачек, циклитов – также не выдерживаются по латерали: изменяются толщины отдельных циклитов и пачек, геофизические и петрофизические параметры слагающих их пород, часть циклитов и пачек выклинивается на сравнительно небольших расстояниях.

Формально, можно представить изменение вещественного состава пород БС по всему пласту в виде одной стохастической функции. Характер и масштаб пространственного изменения вещественного состава пород БС

будет определяться параметрами этой функции, в частности, корреляционной матрицей (в одномерном случае – радиусом функции автокорреляции). Соответственно, в пространстве будут локальные экстремумы – например, в зоны отсутствия глинистых или, наоборот, карбонатных пород или зоны их преобладания и тому подобное.

Но такая конструкция будет необычайно громоздкой, многомерная функция будет иметь огромное количество локальных экстремумов и окажется, скорее всего, мало пригодной для анализа или применения.

Поэтому, при моделировании БС, видимо, необходимо вычленить пространственные области с характерными и близкими наборами концентраций основных породообразующих компонент и трактовать эти области как некоторые **дискретные пространственные элементы неоднородности нескольких типов.** Следуя обычной геологической логике – это, скорее всего, будут линзовидные тела.

Иными словами, целесообразно рассматривать и геометризовать дискретную модель пространственной компонентной неоднородности пород БС, исходя из сведений об её истинном стохастическом характере.

Такая дискретизация будет логичной и обоснованной, поскольку будет вытекать из стохастических закономерностей изменения вещественного состава пород БС. Выделенные типы дискретных элементов неоднородности в каком-то смысле будут аналогичны литотипам, выделяемым на сегодняшний день, но и набор типов, и граничные значения концентраций для них будут более объективными и логичными.

Однако рассматривать пространственное распределение состава и свойств пород БС **только со стохастических позиций** было бы не вполне корректно. Из приведённых выше материалов следует, что в БС отмечается определённая детерминированная пространственная структура состава и свойств пород. В большинстве работ выделяются достаточно протяжённые зоны, объединённые определённой близостью качественных или количественных характеристик: как крупные фациальные области, так и меньшие по размерам фациальные районы, отражающие локальные изменения обстановки осадконакопления и условий литогенеза. В разрезах скважин часто удаётся проследить и коррелировать разделение разреза свиты на части (верхнюю, среднюю и нижнюю); выделение в разрезе пачек, а в пачках определённого числа циклитов и тому подобное. При этом степень пространственной упорядоченности возрастает по мере перехода к более крупным элементам неоднородности.

Поэтому модель отложений БС не должна быть чисто стохастической, но должна и содержать определённые детерминистские черты (или зоны) с большей пространственной коррелированностью концентраций ПОК.

Скорее всего, непрерывную функцию компонентного состава пород БС необходимо представить как кусочно-непрерывную, и каждая зона непрерывности должна характеризоваться преобладанием одного или нескольких основных компонентов или их характерным сочетанием.

При этом, как следует из приведённого в обзоре материала (смотри также **п. 2.4.5**), более адекватным подходом при моделировании БС является представление её как **иерархической неоднородной системы** (**по компонентному составу).**

Можно выделить, например, восемь уровней такой иерархии по пространственному масштабу различных процессов формирования пород.

Действительно, по латерали выделяются крупные *фациальные зоны*. В их пределах – меньшие по площади зоны (которые можно назвать *локально-фациальными*), фактически отражающие локальные изменения условий осадконакопления и преобразования осадков, и отличающиеся типом разреза (как правило, типы разреза в переделах крупных фациальных зон достаточно многочисленны).

В пределах этих, локально-фациальных, зон большинство исследователей вводит вертикальное членение БС на *части*. Части делятся на *пачки*, пачки – на *циклиты*, а последние – на отдельные *пласты, пропластки и линзы*. Далее – более мелкие элементы, отличающиеся преобладанием какого-либо из породообразующих компонент (силицитов, карбонатов, ОВ и тому подобных), которые можно назвать «*пространственными элементами неоднородности по компонентному (вещественному) составу»*.

Последние, в свою очередь, состоят из отдельных *микрокомпонент неоднородности*: минералов (кальцита, халцедона, опала, кварца и тому подобных), отдельных линз глин и ОВ.

На каждом таком уровне породы БС можно представить состоящими из набора дискретных элементов неоднородности соответствующего масштаба (линзовидных, скорее всего) и характеризуемых определённым распределением геометрических характеристик и видом распределения компонентного состава внутри элемента неоднородности рассматриваемого уровня.

Вероятнее всего, значения координат центров расположения, толщин, длины, средних параметров указанных элементов неоднородности, число элементов неоднородности более мелкого масштаба в более крупных элементах распределены в пласте БС по определённым **вероятностным законам**. А в пределах этих дискретных иерархических подразделений – параметры пород (компонентный состав, содержание органического вещества, петрофизические характеристики и так далее) описываются более плавной, **непрерывной, слабо флуктуирующей функцией в многомерном пространстве концентраций породообразующих компонентов, зависящей от трёх пространственных координат.**

В принципе, такой элемент может характеризоваться и постоянными по его объёму концентрациями компонентов, определёнными по установленному правилу усреднения.

Представляется, что такая модель пространственного распределения характеристик пласта БС более адекватна условиям его формирования. Её можно назвать **иерархической стохастической моделью компонентной (вещественной) неоднородности пород БС.**

Сходные соображения высказаны и в работе [609]: «Модель строения баженовской свиты может быть рассмотрена на разных иерархических уровнях, отражающих масштаб исследований и особенности вещественно-структурных свойств этих отложений. Закономерности строения разреза данной свиты проявляются на нано- и микроуровнях, а также на уровне породно-слоевых ассоциаций и зональном уровне».

Сложность проблемы состоит в том, что для моделирования разработки БС закономерности изменения геометрических и стохастических параметров таких иерархических элементов неоднородности должны быть известны в пространстве между скважинами и выражены в какой-то численной форме.

По опубликованным данным создаётся впечатление, что, несмотря на огромный объём накопленных сведений о БС, знаний этих закономерностей для корректного моделирования пока не хватает.

Некоторые предложения по получению дополнительной информации о свойствах пород БС содержатся в **п. 6.2.**

2.8. Выводы по материалам Части II

Приведённые выше данные позволяют сформулировать ряд положений о пространственной изменчивости свойств и параметров пород БС.

1. Все предложенные механизмы образования нормальных и аномальных разрезов баженовской свиты носят «катастрофический» характер. Различными исследователями предлагаются такие процессы их образования, которые являются в значительной степени стохастическими, приводящими к значительному перемешиванию осадков, а их пространственная дифференциация оказывается во многом случайной.

В результате они должны приводить (и приводят) к значительной пространственной изменчивости геометрических и петрофизических параметров отложений БС. Всё это, в сочетании с огромной площадью баженовского бассейна, заведомо должно приводить к той высокой степени пространственной неоднородности отложений БС, которая отмечается всеми исследователями баженовской свиты.

2. В пределах обширных фациальных зон отложений баженовской свиты существует значимая неоднородность более мелкого пространственного масштаба, весьма существенная для численного моделирования разработки; она отражает локальные изменения обстановки седиментогенеза и последующего литогенеза.

3. Различные исследователи указывают на существование в слагающих БС породах большинства из известных процессов преобразования первичных осадков: растворения силицитов на стадии диагенеза, формирования на их месте карбонатов и пирита; карбонатизации; окремнения; пиритизации; перекристаллизации; выщелачивания; кальцитизации; цементации карбонатным и кремнистым веществом глинистых пород; выщелачивания неустойчивых минералов.

Интенсивность и характер указанных диа- и катагенетических процессов зависят от температуры и давления, состава минеральной части осадка, его структуры и физико-химических свойств, количества и состава органического вещества в осадке, наличия кислотной или восстановительной обстановки в месте формирования пород и других внутренних характеристик осадка и внешних условий.

Поскольку наличие и характер этих факторов при формировании пород баженовской свиты отличались крайней изменчивостью по пространству и во времени, то **физико-химическое преобразование первичного осадка только усиливало различия характеристик формировавшихся пород, существовавшие на начальных стадиях литогенеза.**

4. В этих условиях более адекватным подходом при моделировании БС является представление её **по компонентному (вещественному) составу как иерархической стохастической неоднородной системы, с выделением нескольких уровней иерархии по пространственному масштабу** (например, восьми, указанных в **п. 2.7**).

5. На каждом таком уровне породы БС можно представить состоящими из набора дискретных элементов неоднородности соответствующего масштаба, характеризуемых определённым распределением их геометрических параметров, а также видом распределением компонентного состава внутри элемента неоднородности рассматриваемого уровня.

Вероятнее всего, значения координат центров расположения, толщин, длины, средних параметров указанных элементов неоднородности, число элементов неоднородности более мелкого масштаба в более крупных элементах распределены в пласте БС по определённым **вероятностным законам**.

А в пределах этих дискретных иерархических подразделений – параметры пород (компонентный состав, содержание органического вещества, петрофизические характеристики и так далее) будут описываться более плавной, **непрерывной, слабо флуктуирующей функцией в многомерном пространстве концентраций породообразующих компонентов, зависящей от трёх пространственных координат.**

6. Насколько можно судить по опубликованным материалам, **исследование геометрических и стохастических характеристик пространственного распределения компонентного (вещественного) состава пород баженовской свиты пока проводится явно в недостаточной степени.**

Количественное определение этих характеристик баженовской свиты должно быть проведено при дальнейших исследованиях. Без такой информации параметризация межскважинного пространства такого изменчивого объекта, как баженовская свита, может быть не вполне корректной, как и основанный на ней прогноз разработки.

В особенности, если разработка предполагается с инициированием в пласте сложных процессов термолиза и окисления органического вещества, рассмотренных в Части V.

Можно отметить, что сформулированные выше выводы фактически являются лишь отражением известного высказывания Эммануила Канта: «В каждой естественной науке заключено столько истины, сколько в ней есть математики».

7. Детальное изучение неоднородности пород БС для последующего корректного моделирования разработки, скорее всего потребует проведения большого объёма исследований на **специальном полигоне**, на котором будет пробурена система близко расположенных скважин.

На скважинах полигона должен быть проведён расширенный комплекс ГИС, сплошной отбор керна и его детальное исследование по разрезу широким набором современных методов. Должны быть осуществлены: детальная привязка керна, построение кернограмм по разрезу, их сопоставление с ГИС в пределах одной скважины, тщательная корреляция данных ГИС и кернограмм между близко расположенными скважинами.

Несколько более детально это вопрос рассмотрен ниже в **п. 6.2**.

Разумеется, трудоёмкость и стоимость такого проекта весьма высоки, но представляется, что эти работы необходимы для понимания и количественного описания внутренней структуры БС и геометрических характеристик неоднородности пород БС, как по компонентному составу, так и по остальным видам неоднородности, кратко рассмотренным в материалах Частей III—V.

ЧАСТЬ III. ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И МОДЕЛИ КОЛЛЕКТОРОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

3.1.Трещиноватость пород баженовской свиты

Одной из отличительных черт залежей нефти в баженовской свите является наличие **высоких дебитов части скважин, не соответствующих низкой проницаемости основной массы пород, определяемой по керну.**

На **рис. 3.1.1** приведено распределение начальных дебитов скважин по нескольким месторождениям на территории деятельности ОАО «Сургетнефтегаз» [95].

Видно, что около 44% от общего числа скважин имеют высокий дебит – более 40 м^3/сут, а свыше 15% скважин были пущены в эксплуатацию с дебитами более 100 т/сут; **однако при этом почти четверть скважин имеет дебит менее 10 т/сут.**

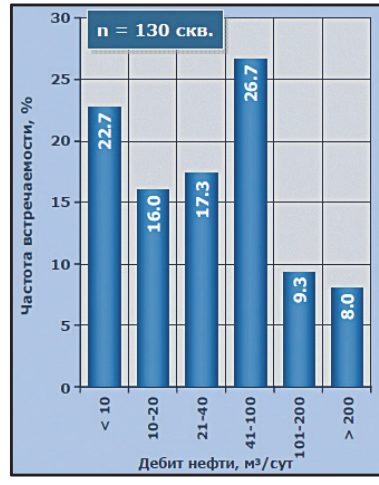


Рис. 3.1.1. Распределение начальных дебитов скважин, перебывавших в эксплуатации [95]

На Ай-Пимском месторождении, на которых ведётся промышленная разработка данного объекта и где добыто наибольшее количество баженовской нефти из месторождений Западной Сибири, на начало 2013 года из пласта **ЮС$_0$** добыча нефти осуществлялась тринадцатью многозабойными горизонтальными, семью горизонтальными, восемнадцатью наклонно-направленными и тремя поисково-разведочными скважинами [275]. **При этом (в пределах одного месторождения!) максимально полученный дебит**

нефти из многозабойных горизонтальных скважин варьирует от 21 до 261 т/сут [275].

Максимально полученный дебит нефти по обычным горизонтальным скважинам варьирует от 2.5 до 297 т/сут (!) [275].

По наклонно-направленным скважинам, включая три поисково-разведочные, максимально полученный дебит нефти варьирует от 2.5 до 247,7 т/сут (!) [275].

Всего в эксплуатации пребывала 41 скважина, суммарный объем накопленной добычи нефти составил 1 млн 350 тыс т, но при этом **один миллион тонн был добыт всего восьмью скважинами** [275].

Дебиты скважин и накопленная добыча нефти или газа неравномерно распределены и по площади, причём подобное явление характерно не только для баженовской свиты, но и для других сходных отложений – например, для месторождений Barnett и Bakken.

Наиболее естественным объяснением таких фактов является гипотеза о наличии трещиноватости в породах баженовской свиты.

Напомним, что под трещиноватостью горных пород понимают разделение этих пород трещинами различной протяжённости, формы и пространственной ориентировки [274, 282]. В трещинных, порово-трещинных коллекторах принято выделять микро-, мезо- и макротрещины, по их линейным размерам (раскрытости и длине) [105].

Микротрещины обычно имеют длину до первых миллиметров и раскрытость – первые микрометры; чаще всего их изучают в шлифах различными инструментами микроскопии.

Мезотрещиноватость формируется трещинами длиной до десятков сантиметров, раскрытостью на десятки или сотни микрометров; часто её изучают по столбикам керна [277].

Макротрещины измеряются в длину метрами, раскрытость их может быть измерена миллиметрами.

Более крупные тектонические дизъюнктивы – это **мегатрещины** (тектонические разломы, нарушения и тому подобное).

Е.М. Смехов [283] также разделил трещины на микро- и макротрещины по величине раскрытости. Верхним пределом раскрытости микротрещин он предложил считать величину в 100 мкм, более высокие значения характеризуют уже макротрещины. По раскрытию микротрещины в работе [283] подразделены на капиллярные (0,005—0,01 мм, или 5—10 мкм), субкапиллярные (0,01—0,05 мм, или 10—50 мкм) и волосные (0,05— 0,10 мм, или 50—100 мкм).

Существует множество различных классификаций трещин: генетические и морфологические [271, 273, 282, 305]; по ориентации в пространстве (вертикальные, горизонтальные, наклонные); по отношению к пласту (по слоистости, поперёк слоистости, диагональные); по структурным

формам (продольные, поперечные, радиальные)[105, 273]; и так далее, и тому подобное.

По генезису выделяются литологические и тектонические трещины [282, 305]. Литологические трещины принято классифицировать по приуроченности к стадиям: диагенетические, катагенетические, гипергенетические [105, 271, 273, 282, 305]. Тектонические трещины классифицируют по причинам, их вызывающим: колебательные движения, складчатые и разрывные дислокации [271, 273, 305].

Трещины, секущие слои различного вещественного состава, называются трещинами первого порядка, а ограниченные слоями одного литологического состава – второго порядка [284]. Первые встречаются значительно реже вторых и вероятность вскрытия их скважинами низкая.

Гипотеза о трещиноватости пород, на первый взгляд, неестественна для баженовской свиты, поскольку породы содержат значительное количество глинистых минералов и органическое вещество в скелете породы (смотри **Часть II**), **то есть, на первый взгляд, не обладают высокой плотностью и хрупкостью.**

Фактически же употреблением для баженовской свиты терминов «трещины» и «трещиноватость» в большинстве случаев констатируется существование в породе некоторых высокопроницаемых путей фильтрации, что и объясняет высокие начальные дебиты некоторых скважин, при низкой проницаемости выносимых на поверхность образцов пород. Наличие трещиноватости – естественное и простое объяснение существования таких путей, учитывая наличие тектонических процессов в геологической истории Западной Сибири.

Поэтому и в работе [275] сделан вывод, что накопленная добыча скважины не связана с технологией вскрытия пласта, а разброс начальных дебитов и накопленной добычи свидетельствует о «существовании высокопродуктивной трещиноватой системы, попадание в которую и есть определяющий фактор успеха».

Следует подчеркнуть, что выделение трещиноватых пластов по традиционным прямым качественным признакам таких разностей в достаточной степени проблематично, что обусловлено аномальными физическими свойствами и малой мощностью баженовской свиты. В частности, весьма затруднено как выделение, так и изучение такого коллектора с использованием традиционных методов ГИС и сейсморазведки [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]. Вследствие аномально высокого пластового давления и хрупкости (хотя бы частичной или хотя бы некоторых породообразующих компонентов), породы свиты нередко разрушаются при бурении, а образцы часто полностью разрушаются или при выносе на поверхность, или при последующем проведении исследований, что затрудняет определение степени трещиноватости и по керну.

Поэтому наличие трещин часто обосновывается на основании «косвенных улик».

В работе М.Ю. Зубкова с соавторами [127] утверждается: если на один и тот же объект, представленный имеющими примерно одинаковую мощность и характер насыщения гранулярными породами-коллекторами, пробурить скважины, то наблюдаемые в них различия в дебитах по жидкости трудно объяснить лишь вариациями межзерновой проницаемости, не привлекая дополнительно трещинную составляющую.

Об этом же, по мнению М.Ю. Зубкова, свидетельствуют многочисленные исследования с использованием трассеров (индикаторов), закачиваемых в нагнетательные скважины с целью изучения скорости и направления движения закачиваемых в пласт вод.

По нашим данным разными организациями и авторами в разных районах Западной Сибири проведено не менее четырёхсот трассерных исследований на более чем тридцати различных месторождениях. Такие исследования, например, работа [284], свидетельствуют о наличии в разных продуктивных отложениях гидродинамических каналов с низким фильтрационным сопротивлением.

Скорость движения пластового флюида по ним в Западной Сибири может составлять до тысяч м/час [284], то есть на несколько порядков выше скорости, характерной для чисто гранулярного коллектора, не превышающей десятых долей метра в час. Важность этого признака для обоснования трещиноватости пород БС подчёркнута и в работе [645].

Следует, правда, отметить, что при высокой скорости фильтрации подобные каналы часто характеризуются невысоким расходом флюида.

Некоторая слабость этого аргумента состоит в том, что наличие подобных высокопроницаемых каналов фиксируется практически на всех месторождениях, по крайней мере, на территории бывшего СССР: как в терригенных, так и карбонатных, как в азиатской, так и европейской части России. Окончательная их природа до конца пока не объяснена.

Наконец, как указано в работе [127], в результате гидроразрыва пласта (ГРП), проведённого на различных месторождениях, например, Лангепасского нефтегазоносного района, величина кратности получаемых после ГРП притоков жидкости и/или нефти во много раз превышает теоретически возможный прирост дебитов, обусловленный только лишь ГРП.

В соответствии с теоретическими расчётами, вследствие возникновения трещины гидроразрыва, прирост дебита нефти, при используемых объёмах закачиваемого в пласт пропанта, мог возрасти не более чем в четыре, максимум в шесть раз [272]. На самом деле дебит нефти увеличивается в 10—15 раз [127].

По мнению авторов статьи [127], эти факты могут быть объяснены лишь при условии, что в пласте, помимо трещины гидроразрыва, к скважине «подключаются» природные трещины, дренирующие продуктивный пласт. Скорее всего, при ГРП в пласте «оживляются» естественные трещины,

возникшие вследствие тектонических движений. Такой механизм предполагается и на месторождениях сланцевой нефти и сланцевого газа в США (Barnett, Bakken), однако, наличие его достоверно не доказано.

Предположение о наличии трещин является наиболее простым и легко объясняет огромный разброс начальных дебитов скважин. Поэтому на обоснование наличия трещиноватости, рассмотрение различных механизмов её возникновения в породах баженовской свиты за 50 лет были затрачены значительные усилия.

В целом в подавляющем большинстве опубликованных работ коллекторы баженовской свиты рассматриваются как вторичные, и утверждается, что их обязательной составляющей являются трещины разных порядков. Причём, это характерно как для ранних исследований 1970-х – 80-х годов, так и для работ, опубликованных в последние годы.

Например, в одной из последних работ [288] утверждается, что коллекторский потенциал нефтегазоматеринских пород БС связан преимущественно с наличием в разрезе хрупких ослабленных зон и пород, обладающих естественной трещиноватостью.

Те или иные сведения или гипотезы, касающиеся существования трещин разных порядков в породах баженовской свиты, содержатся в подавляющем числе работ, в которых исследуются различные аспекты разведки или эксплуатации этого объекта.

Для иллюстрации приведём лишь несколько примеров.

По мнению авторов работы [257] особенность баженовского-абалакского коллектора состоит в том, что его фильтрационные свойства определяются трещиноватостью, имеющей сложное строение: наряду с обычными трещиноватыми пропластками, содержащими микро- и мезомасштабные трещины, имеющие ориентацию от горизонтальной до сложной пространственной, коллектор пронизывают отдельные макротрещины.

Дополнительно коллектор может также включать пространственные зоны (области) трещиноватости. Эти зоны могут быть развиты по всей (или только по части) толщине баженовской свиты, причём их характерные размеры по латерали могут варьировать от нескольких десятков/сотен метров до нескольких сотен метров/километров, а трещиноватость в них может быть многомасштабной, включающей трещины микро-, мезо- и макроуровня. При этом наиболее крупные трещины (мезо- и макротрещины) субвертикальны, что должно порождать анизотропию проницаемости трещиноватых зон.

Согласно данным А.Э. Конторовича с соавторами [141] (2014 год) в баженовской свите, наряду с поровым и кавернозно-поровым типом коллектора, имеет место и трещинный коллектор. Особенно это характерно для карбонатных и силицитовых прослоев мощностью 4—5 м, которые установлены во многих районах.

В этой же работе утверждается, что лабораторными экспериментами на керне установлено **значительно бóльшее наличие листоватости и трещиноватости пород баженовской свиты, чем это предполагалось и описывалось ранее.**

Существенную роль трещиноватости в баженовской свите предполагали и Э.М. Халимов, и В.С. Мелик-Пашаев ещё в одной из ранних работ по этой проблеме [121]. В статье предполагается, что нефтяные залежи приурочены к зонам трещиноватости, образованным дизъюнктивными нарушениями меридионального направления.

В работе В.П. Сонича с соавторами [226] доказывается, что трещиноватыми являются 3—15% пород баженовской свиты от всего их объёма, причём пустотное пространство заполнено нефтью на 50—90%.

Согласно взглядам И.И. Нестерова и его соавторов, высказанных ещё в 1970-х – 80-х годах [113, 117, 132, 220, 245], в породах баженовской свиты существует система **микротрещин,** заполненных нефтью и разбивающих породу на участки с размерами порядка 0,2х0,05 мм. При этом предполагается, что существуют три типа микротрещин: горизонтальные (разветвляющиеся), наклонные (стилолитоподобные), вертикальные (ступенчатые). Первые два типа считаются седиментационно-диагенетическими; они образованы за счёт расслоения пород по напластованию и их гидроразрыва под воздействием аномально высокого давления.

Наличие трещин в отложениях баженовской свиты отмечается не только в ранних работах, но и во многих публикациях последних лет, в частности, в одном из последних докладов А.В. Шпильмана [155]. По сообщению А.В. Шпильмана, частично эти трещины залечены кальцитом, частично они являются открытыми; некоторые из них – субгоризонтальные, но присутствуют и вертикальные, и наклонные.

Во многих исследованиях, проведённых на баженовской свите в Широтном Приобье [87, 91, 134, 138, 243], было отмечено, что **трещины приурочены лишь к определённым разностям пород, содержащих карбонатные и кремнистые минералы**. Иными словами, к разностям достаточно плотных и хрупких пород, обладающих механическими свойствами, способствующими их растрескиванию, поскольку хорошо известно, что появление трещинных коллекторов наиболее вероятно в хрупких породах с низкой пористостью (смотри ниже, **п. 3.8.3**).

Такой же вывод можно сделать и на основании данных В.П. Сонича и др. [95], приведённых выше, **в таблице 2.4.10**.

Это представление подтверждается и результатами исследования керна, проведёнными в цикле работ [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]. Согласно данным изучения прочностных свойств пород баженовской свиты, установлено, что, при прочих равных условиях, – чем больше содержится в породе ОВ, тем ниже её предел прочности и плотность, так как кероген обладает низкой механической прочностью и плотностью (смотри далее

пп. 3.8.1—3.8.3). Аналогичное керогену влияние на прочность пород оказывают глинистые минералы.

В карбонатно-кремнистых и кремнисто-карбонатных породах наличие карбонатов увеличивает предел прочности. Наибольшей прочностью обладают низкоглинистые кремнистые, карбонатные и смешанные карбонатно-кремнистые породы с наименьшим содержанием органического вещества. **Соответственно, наименее прочные породы – глинисто-кремнистые и кероген-глинисто-кремнистые.**

Однако, полигенетичность, полиминеральность, широко развитые процессы перекристаллизации карбонатных минералов и, главным образом, трещины и каверны, которые нарушают сплошность образцов, могут приводить к тому, что прочность породы может ухудшаться и становиться даже ниже, чем у глинисто-керогеново-кремнистых пород.

В работе [259] также указано, что открытые трещины в породах БС наблюдались только в кремнистых и карбонатных разностях (силициты, мергели, известняки).

К аналогичному выводу пришли и В.С. Славкин с соавторами [137].

Следует подчеркнуть, что роль трещин в баженовской свите признаётся не всеми специалистами; в ряде публикаций значимость трещиноватости либо отрицается, либо считается не столь значимой, как это принято в большинстве остальных работ. Кроме того, встречаются и описания керна без трещин или с их малым числом.

Так, в работе А.А. Трофимука с соавторами [256] во многих образцах БС, исследованных ими макро- и микроскопически, **вертикальных трещин** вообще не наблюдалось. Э.М. Халимов и В.С. Мелик-Пашаев отмечают [121], что «в более чем 1/3 изученных образцов **трещиноватость вообще отсутствует**. Из большого числа изученных шлифов отложений БС в Салымском районе 45% не имеют трещин, а в шлифах с трещинами число образцов с вертикальными трещинами не превышало 11%».

Точно также, согласно данным работ [70, 75 -77, 79 – 83, 109, 135, 146 – 149, 386], в ряде исследованных скважин естественная трещиноватость была развита очень слабо, выделенные природные трещины, как правило, оказались залечены в результате вторичного минералообразования. При исследовании колонки одной из скважин, со 100%-м выносом керна из продуктивных интервалов, ни при макроскопическом исследовании керна, ни при микротомографической реконструкции структуры пустотного пространства, трещин в породах выявлено не было.

Тем не менее, такие ситуации описываются лишь в единичных публикациях, и **на сегодняшний день существенная роль трещиноватости различных типов в создании путей фильтрации пластовых флюидов признаётся подавляющим большинством специалистов, исследующих баженовскую свиту** (смотри ниже, **п. 3.5**).

3.2. Микротрещиноватость

Наибольшее число работ посвящено изучению микротрещиноватости на образцах керна.

Необходимо отметить, что изучению трещиноватости на керне существенно мешает техногенная трещиноватость, возникающая при его выбуривании и подъёме на поверхность; влияние этого фактора отмечается многими исследователями баженовской свиты, например, в работах [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386].

Техногенная трещиноватость характеризуется хаотичным расположением трещин, иногда развивающихся только на поверхности колонки керна и не проникающих глубоко внутрь неё (смотри **рисунки 3.2.1** и **3.2.2**).

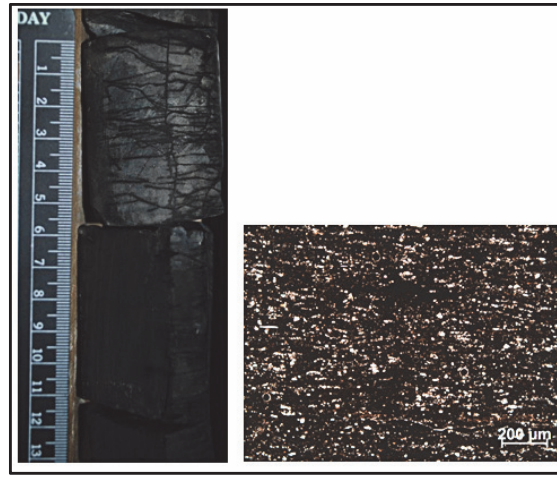


Рис. 3.2.1. Фото керна в дневном освещении и шлифа в параллельных николях глинисто-кремнистой породы с техногенной сетью трещиноватости, развитой на поверхности колонки керна [79—83, 146—149]

Тем не менее при исследовании керна баженовской свиты помимо техногенных трещин во многих случаях выявляются и природные трещины различных типов. Например, в цикле работ [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386] выделены следующие типы трещин: **литогенетические**, обусловленные тонкой параллельной слоистостью в породах; **тектонические,** с отсутствием признаков нефтенасыщения по УФО; **природные трещины с выпотами нефти**, которые являются единичными, без сообщения между собой, а насыщение трещин происходит за счёт вмещающих пород (смотри **рис. 3.2.2**).

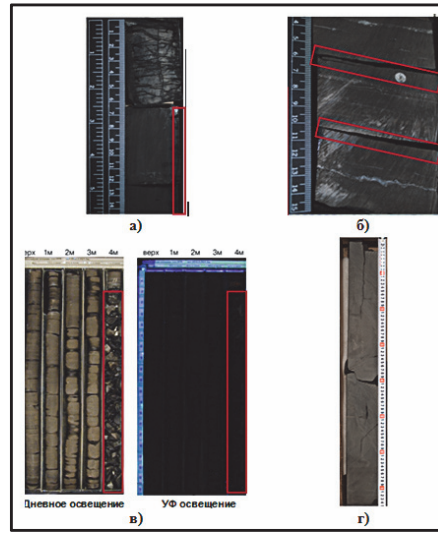


Рис. 3.2.2. Трещины в породах баженовской свиты[79—83, 146—149, 386];
а) сеть трещин, образованная в результате «техногенного» воздействия (бурение и подъем керна на поверхность); **б)** литогенетические трещины – ровные поверхности сколов, обусловленные тонкой параллельной слоистостью в породах; **в)** трещины тектонической природы без признаков нефтенасыщения; **г)** природная единичная трещина с выпотами нефти

Ввиду указанных выше сложностей изучения трещиноватости пород баженовской свиты по геофизическим данным, наибольший объём информации по трещинам накоплен при анализе керна, но какой-либо полной и единой базы данных по керну пород БС, к сожалению, не существует.

Поэтому ограничимся лишь некоторыми иллюстративными примерами, показывающими, что при исследованиях керна микротрещины в рассматриваемых породах действительно существуют и обнаруживаются.

Ещё в ранних работах по изучению керна баженовской свиты сотрудников ВНИГРИ [129] утверждалось, что движение основного потока углеводородов вдоль напластования баженовских пород увеличивается благодаря повсеместному развитию генетически однородных **горизонтальных трещин**. Вывод о преобладании горизонтальных трещин в породах БС был сделан на основе результатов определения анизотропии пород.

В породах баженовской свиты плотность горизонтальных трещин определена в пределах от 50 до 200 м$^{-1}$ [129] (смотри **рис. 3.2.3**). Спорадически развитые круто наклонённые и вертикальные трещины имели небольшую густоту (15—45 м$^{-1}$), – как правило, на порядок меньше, чем горизонтальные.

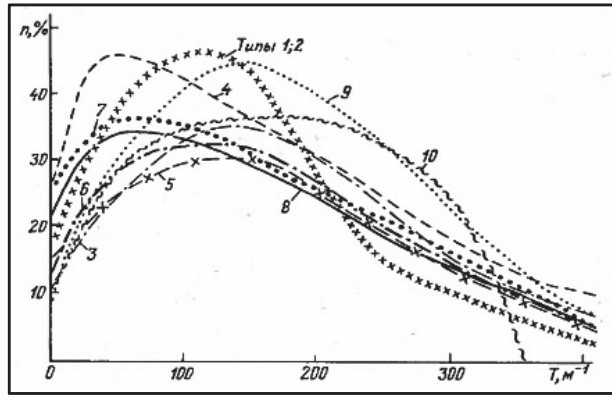


Рис.3.2.3. Плотность микротрещин T в различных типах пород баженовской свиты (Салымское месторождение) [129];
Шифр кривых – различные типы пород [129, стр.8]

Эти величины плотности трещин согласуются с данными монографии [131], согласно которым в Салымском районе средняя объёмная плотность трещин равна 185 м$^{-1}$.

Именно трещины разной ориентации, по мнению авторов работы [129], и обеспечивают фильтрацию в пределах пласта-коллектора и определяют количественные характеристики проницаемости. Согласно данным работы [129] межтекстурные микротрещины в слоистых разностях пород приурочены к плоскостям напластования; соединяя поры, образуют чётковидные трещиноподобные пустоты, вытянутые в горизонтальном направлении. В массивных разностях пород межтекстурные микротрещины, соединяя поровые пустоты, создают единую ёмкостную систему. При этом величина раскрытости микротрещин (смотри **таблицу 3.2.1**) достаточна, чтобы обеспечивать вполне заметную проницаемость всей породы.

Площадь	Номер скважины	Раскрытость трещин, мкм	Метод определения	Организация
Салымская	81, 84, 93	0,01—0,02	Микроструктурный анализ	УкрНИГРИ
	49, 32	0,1—2,0 редко – 5	Анализ снимков СЭМ	МГУ, ВНИГРИ, МИНХиГП
Верхне-Салымская	17	0,1—1,0	Анализ снимков СЭМ	МГУ, ВНИГРИ

Таблица 3.2.1. Раскрытость структурных микротрещин [129]

Оценённые в монографии [129] значения проницаемости пород, обусловленной наличием горизонтальных трещин, изменяются от 0,1 до 10 мД, а обусловленной наличием вертикальных трещин – от 0,4 до 7 мД.

Наличие трещин в образцах керна отмечено и в работах [152, 93], как показано на **рисунках 3.2.4** и **3.2.6**. Наблюдались трещины растяжения; тонкие вертикальные и горизонтальные трещины; трещины брекчевания.

В работе [87] приведена фотография шлифа известняка с трещинами, залеченными крупнокристаллическим кальцитом, прорванного крупной трещиной автофлюидоразрыва, заполненной битумом и обломками известняка (смотри **рис. 3.2.5**).

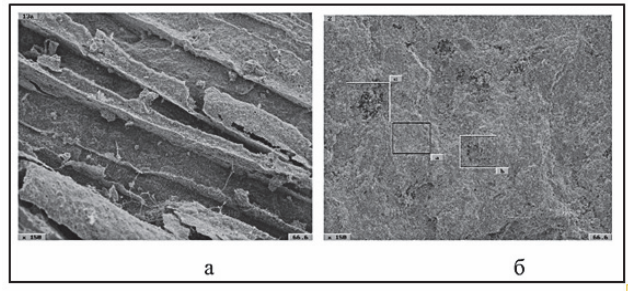


Рис. 3.2.4. Электронномикроскопические снимки битуминозного силицита [152];
а – с микротрещинной пустотностью, подчёркнутой выделениями серы;
б – с поровой пустотностью (b, c). Увеличение 150^{x}

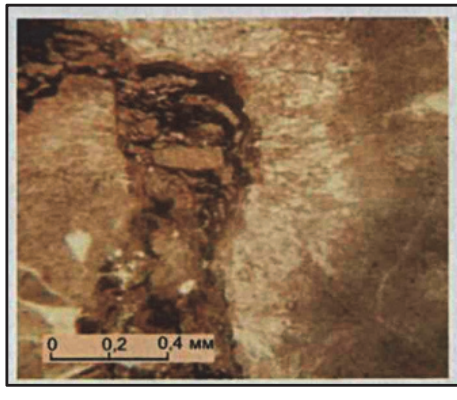


Рис. 3.2.5. Известняк с трещинами, залеченными крупнокристаллическим кальцитом, прорванный крупной трещиной автофлюидоразрыва, заполненной битумом и обломками известняка [87]

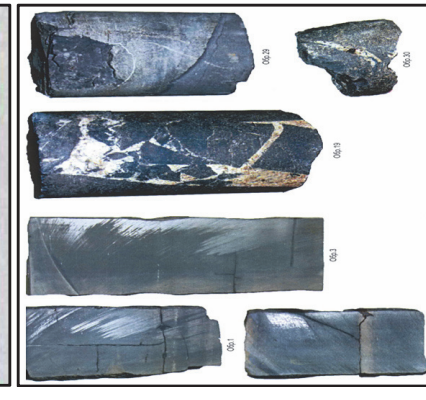


Рис. 3.2.6. Трещинообразование в битуминозных породах БС на примере Ай-Пимского месторождения [93, 152];
образцы 1, 2, 3 – незалеченные вертикальные и горизонтальные трещины; **образцы 19,29,30** – залеченные трещины; **образец 19** – трещина растяжения, залеченная кальцитом; **образец 29** – тонкие трещины, залеченные кальцитом; **образец 30** – трещина брекчевания, залеченная кальцитом.

В этой же работе описаны образцы: кремнистого аргиллита с трещиной автофлюидоразрыва, заполненной битумом; микритового известняка, разбитого трещинами автофлюидоразрыва; микритового известняка с трещиной, залеченной крупнокристаллическим кальцитом; микритового известняка с трещиной, заполненной сидеритом. В биогенных опоках наблюдались трещины не только микромасштаба, но и более крупные – до 0,1х0,4 мм.

По данным исследования керна, проведённым в работе [91], в теле баженовской свиты из продуктивных зон трещиноватыми являются 3—15% объёма пород свиты.

В работе [134] при анализе шлифов пород трещины автофлюидоразрыва обнаружены как внутри литотипов (смотри **рис. 3.2.7**), так и на границе матрицы и прослоев потенциальных коллекторов. Тип коллектора охарактеризован как трещинно-поровый.

На северо-востоке территории, исследованной в работе [94], изучены породы **нормальных разрезов** баженовской свиты (Южно-Выинтойская площадь). Керн отбирался из нижней части свиты, которая представлена аргиллитами и силицитами. Пористость пород изменяется: у силицитов от 0,05 до 0,42%, у аргиллитов от 0,43 до 2,26%. Проницаемость низкая – 0.01—0.6 мД, **но в аргиллитах по отдельным горизонтальным трещинам она составляла до 5.4 мД.**

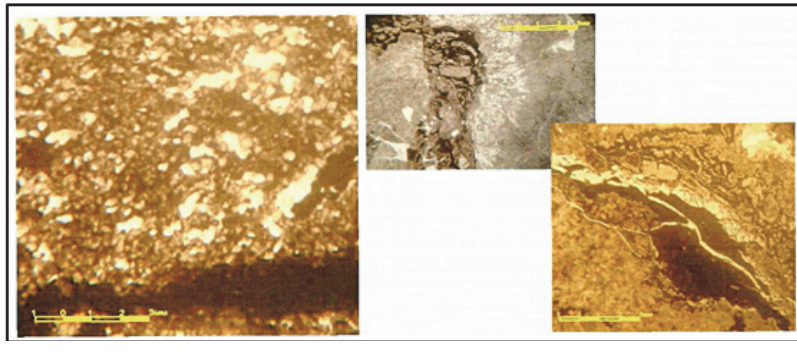


Рис. 3.2.7. Фотографии шлифов образцов вторичных радиоляритов с крупными трещинами автофлюидоразрыва [134];
слева – доломитизированного, *справа* – кальцинированных

Обнаружены горизонтальные трещины и при изучении керна кероген-карбонатно-глинисто-кремнистых пород (глинистых силицитов) баженовской свиты Ван-Ёганского месторождения [284]. Трещины параллельны наслоению, со слабо неровными стенками, открытые, без минерального выполнения. Густота трещин достигает нескольких десятков на метр, они разбивают породы на плитки толщиной 0,5—5 см.

В известняках, залегающих в подошве баженовской свиты, зафиксированы трещины разных типов, в том числе и хаотические, частично залеченные кальцитом [284]. В основании пачки отмечены крупные трещины, наклонные под углом 45° к оси керна. Они разбивают породу на блоки размером 1—5 см. Стенки трещин плоские, ровные. **Трещины выполнены кальцитом, но в их осевых частях остаются открытые мелкие каверны.**

В работах [75, 83, 109, 150] сообщается об обнаружении в образцах керна микротрещин с длиной 72—204 мкм и раскрытостью в 3—20 мкм.

При исследовании керна на Пальяновском месторождении [314] в глинисто-карбонатно-кремнистых породах с линзовидными и конкреционными прослоями карбонатов карбонатные прослои и конкреции нередко оказывались трещиноватыми. Отмечены трещины и в глинисто-радиолярито-кремнистых разностях.

Отметим, что наличие микротрещиноватости встречается и в породах, сходных, до некоторой степени, с породами БС. Например, исследование в работе [591] образцов пород отложений Bakken показало наличие в них микротрещин, 95% из которых было приурочено к глинистым прослоям. Ширина трещин составляла от 2 до 25 мкм, длина – от 6 до нескольких десятков микрон.

На наличие естественной трещиноватости в породах, сходных с породами БС, указывается и в работе [769], причём длина трещин варьирует от микрометров до километров.

3.3. Механизмы образования микро- и мезотрещиноватости

3.3.1. «Литологические» механизмы образования трещин

Значительное число работ посвящено рассмотрению возможных механизмов образования микро- и мезотрещиноватости пород баженовской свиты. Одна из первых гипотез в этом направлении была высказана и развита в работах И.И. Нестерова [113, 132, 220, 222] – это механизм «автофлюидоразрыва». Суть механизма состоит в том, что при погружении пород под действием роста температуры и давления происходит преобразование органического вещества осадка в жидкие и газообразные углеводороды (смотри подробнее **Часть V, п. 5.6**).

Согласно модели И.И. Нестерова [113] органическое вещество пород-коллекторов залегает в виде микролинз размером до 1—2 мм. По его оценкам [113, 132, 220, 222] объём новообразованных соединений в 1,5—2,5 раза больше объёма исходного материала. Когда количество микролинз достигает 35—40% и более от объёма породы, из-за отсутствия оттока нефти

преобразование ОВ приводило к формированию аномально высокого пластового давления (АПВД) с коэффициентом аномальности, достигающим 1,75 [91]. Это давление превышает сопротивление пород между линзами, и образуется сеть – как правило, горизонтальных трещин, – которые вместе с линзами, занятыми продуктами преобразования органического вещества, образуют коллектор.

Возникновение такого АВПД за счёт преобразования ОС подтверждено и в других геологических условиях, например, в недавней работе [264], в которой, на примере ряда бассейнов, установлено, что положение в разрезе верхнего порога нефтегазообразования, определяемого распределением температуры по глубине, примерно совпадает с глубиной, начиная с которой наблюдается резкий скачок избыточных геофлюидных давлений.

Возникновению АВПД по такому механизму способствует, по мнению авторов работы [263], и действие капиллярных сил; они препятствуют удалению жидких и газообразных УВ из центров их генерации и, тем самым, способствуют росту внутрипорового давления, вызывающего растрескивание пород.

Схожего мнения с И.И. Нестеровым придерживается и Ф.Г. Гурари [114, 186, 197]. По его мнению, коллекторы нефти в баженовской свите возникают при сочетании нескольких условий:

– способность толщи генерировать углеводороды в больших количествах;

– высокая степень изолированности пластовой системы;

– нагрев системы до температуры, приведшей к деструкции керогена и генерации жидких УВ;

– способность толщи пород расслаиваться под напором возникающих в ней флюидов, образуя листоватые коллекторы высокой проницаемости и ёмкости.

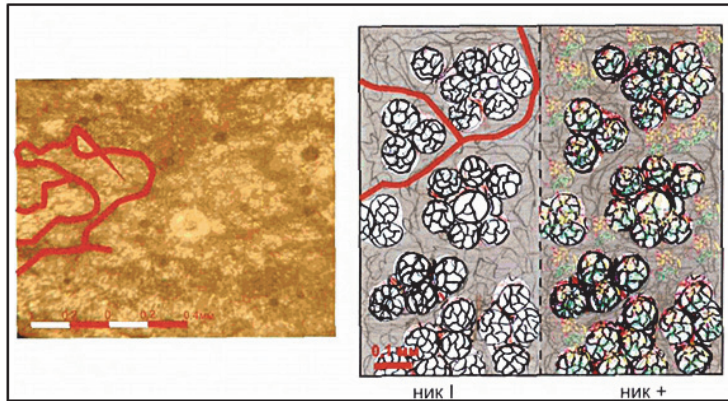


Рис. 3.3.1. Иллюстрация распространения трещин автофлюидоразрыва [134]; известняки мелко-среднекристаллические апорядиоляритовые; *красными линиями* выделена часть трещин

Близкие к И.И. Нестерову воззрения на механизм возникновения трещиноватости приведены в работе В.П. Сонича с соавторами [119]. Определяющим фактором в образовании коллектора также считается расслоение пород при погружении осадков - под влиянием высоких поровых давлений, возникающих за счёт преобразования тяжёлых углеводородов в более лёгкие. Считается, что многочисленные микроразрывы породы, объединяясь, образовывали листовато-пластинчато-комковатую или блоковую текстуру породы.

Подобный механизм можно проиллюстрировать данными изучения шлифов из работы [134] (смотри **рисунки 3.3.1—3.3.4**).

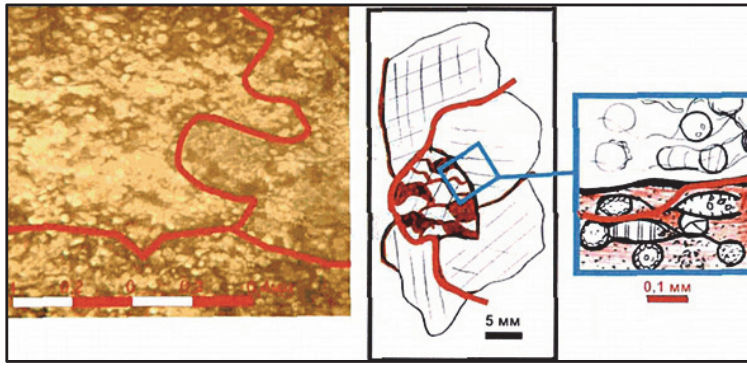


Рис. 3.3.2. Иллюстрация распространения трещин автофлюидоразрыва [134]; известняки апорадиоляритовые с цементом прорастания; *красными линиями* выделена часть трещин

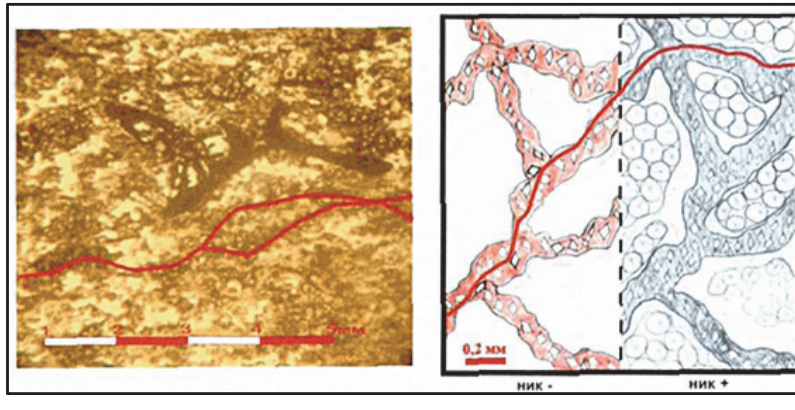


Рис. 3.3.3. Иллюстрация распространения трещин автофлюидоразрыва [134]; доломиты кремневые апорадиоляритовые; *красными линиями* выделена часть трещин

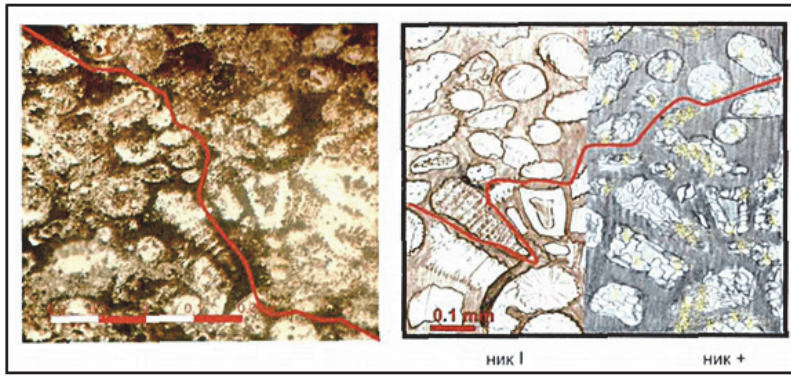


Рис. 3.3.4. Иллюстрация распространения трещин автофлюидоразрыва [134]; радиоляриты; *красными линиями* выделена часть трещин

В работе [91] высказано предположение, что в некоторых зонах по такому механизму происходило образование даже вертикальных трещин длиной до 20—40 м, пронизывающих практически всю толщину баженовских отложений.

В различных публикациях указывались и иные механизмы образования микротрещин.

1. Например, в работе [90] указывается, что доломитизация в породе – на стадии диа- и катагенеза пород – происходила очень неравномерно, в результате чего образовались участки неправильной формы и размера (от долей миллиметра до нескольких сантиметров), существенно обогащённые доломитом или кальцитом. Такая неравномерная доломитизация и перекристаллизация привели к образованию псевдобрекчиевой структуры.

2. Кроме того, в результате доломитизации изначально микро- и тонкозернистого известняка **происходит растрескивание породы на отдельные блоки (2—20 мм), разделённые заполненными доломитом трещинами или полостями раскрытостью до нескольких миллиметров [90]**. Причина этого состоит в том, что при доломитизации происходит уменьшение объёма породы примерно на 12,5%, что приводит к растрескиванию и образованию кавернозной пористости [90].

3. К появлению микротрещин **могут приводить и процессы преобразования монтмориллонита в гидрослюду**, за счёт которых высвобождается 3% кремнезёма. В частности, «эксперименты, проведённые на чёрных глинах с различной степенью зрелости, показали, что в наиболее зрелых глинистых отложениях, прошедших главную фазу генерации нефти, за счёт неравномерных напряжений на больших глубинах образуются субгоризонтальные микротрещины, в которых давление флюида поддерживает их в раскрытом состоянии» [317].

4. Все эти наблюдения конкретизируют для баженовской свиты хорошо известные механизмы образования трещин в карбонатных породах на больших глубинах [282]. Например, трещины уплотнения возникают в карбонатном осадке, характеризующемся неодинаковой литифицированностью слагающих его фрагментов в пределах слоя (пласта) за счёт их проскальзывания относительно друг друга. Такие трещины наиболее часто образуются в карбонатных осадках, имеющих резкую разницу размеров цементируемых фрагментов.

5. Трещины кристаллизации образуются кристаллами новообразованных минералов, растущими поперёк уже имеющихся трещин, расклинивают и удлиняют их.

6. Трещины напластования и внутрислойные трещины образуются в карбонатных осадках в процессе их литификации при уплотнении и потере воды. Ориентированы такие трещины в основном параллельно слоистости.

Очевидно, что параметры автофлюидоразрыва (порог возникновения трещин и масштаб их распространения по породе) определяется не только самим преобразованием ОВС (органического вещества скелета), но и наличием ослабленных, разуплотнённых зон в породе на момент подъёма порового давления. Эти же зоны могут способствовать возникновению трещин и при различных тектонических напряжениях, возникающих в породе в течение её геологической истории.

Рассматривались различные механизмы создания таких ослабленных зон – как литологические, так и тектонические (смотри также ниже **п. 4.1.4.2**).

А. В частности, указывается на наличие ослабленных, «межблоковых», зон во вторичных известняках с регенерационным кальцитовым цементом [87]. Утверждается, что вообще к большому числу микротрещин приводит перекристаллизация во вторичных известняках, развитых по радиоляритам. Это повышает вероятность образования трещин автофлюидоразрыва в таких разностях. Больше всего трещин автофлюидоразрыва было отмечено во вторичных доломитах [87].

Б. В работах [261, 306] обращено внимание на то, что в образовании коллекторов пород баженовской свиты существенную роль играло геохимическое взаимодействие основных породообразующих компонентов: глинистых минералов, органического вещества и колломорфного кремнезёма.

Колломорфный кремнезём, обволакивая агрегаты глинистых минералов, создаёт на их поверхности сложные комплексы с участием органического вещества и кремнезёма (возникают так называемые кремнийорганические «рубашки»). В результате образуется микротекстурная неоднородность пород, с образованием «ослабленных зон» между ними [306]. Какие-то участки породы вследствие роста внутреннего давления пронизываются системой трещин вдоль поверхности «рубашек», то есть ослабленных зон [261]. В

результате возникают зоны с повышенными коллекторскими свойствами, ограниченные со всех сторон менее изменёнными и проницаемыми породами.

В. В работе [164] указывается, что ослабленные зоны, в частности, возникают при наличии в породах: различных карбонатных прослоев; прослоев раковин бухий; остатков аммонитов; повышенного содержания органического вещества.

Г. Необходимо отметить, что присутствие глинистых минералов в составе карбонатных коллекторов повышает их текстурную неоднородность и, следовательно, расположенность к образованию трещин. При отжимании связанной воды, происходящей в процессе формирования и преобразования пород, они начинают растрескиваться по зонам контактов фрагментов породы; контактов глинистых частей и органического вещества. Связь между всеми компонентами системы ослабляется, растрескивание идёт интенсивнее и коллекторские свойства улучшаются.

Д. В работе [134] подчёркивается, что нарушение сплошности породы происходит: по плоскостям напластования; по сохранившемуся пустотному пространству; вдоль ослабленных зон – границ сочленения различных минералов или участков, сложенных агрегатами разного размера, и тому подобное.

Е. Согласно результатам изучения керна, полученным в работе [134], в апорадиоляритовых известняках (сравнительно плотных породах с пористостью порядка 4,5—9%), содержащих кристаллы кальцита разных размеров, ослабленные зоны располагаются именно вдоль границ мелких и средних кристаллов кальцита. В апорадиоляритовых известняках с цементом прорастания развиты более крупные трещины, проходящие между блоками цемента, размер которых 5—20 мм.

Ж. В кремневых апорадиоляритовых доломитах ослабленные зоны расположены между кристаллами доломита, а также между участками, сложенными кремнезёмом и доломитом. Внутри скелетов радиолярий трещины распространяются по сохранившимся пустотам выщелачивания; возникают они и между скелетными остатками радиолярий [134].

И. В диссертации [158] подчёркивается, что вообще интенсивность трещинообразования и размеры трещин – наибольшие в тончайших по размеру зёрнах хрупких минералов: кварца (различных форм), полевого шпата, доломита и кальцита.

Все эти данные соответствуют общим закономерностям распространения литологических трещин [283]: «литогенетические трещины, как правило, имеют незначительную протяжённость, нередко затухая в пределах даже маломощных слойков. Хотя их ориентировка может быть различной, чаще всего они горизонтальны, то есть параллельны напластованию. Контур их стенок неровен, извилист. **Часто эти трещины имеют ветвящийся, «перистый» облик**. **Рассекая породу, они проходят преимущественно между карбонатными зёрнами и огибают различные**

форменные элементы, поскольку последние изначально были более плотными и крепкими».

К. Необходимо отметить, что при исследовании пород БС отмечены породы, у которых за счёт вторичных процессов преобразования **увеличилась пластичность и снизилась возможность трещинообразования** [87]. Такие явления имеют место, если во вторичные доломиты внедряются потоки битумоидов, что приводит к образованию трещин, уходу по ним лёгких фракций УВ и заполнению трещин тяжёлыми битумоидами; это может вызвать заметный рост пластичности и потерю способности пород к дальнейшему трещинообразованию [87]. Кроме того, при большой длительности замещения радиолярита кальцитом, последний может перейти в стадию распада и грануляции, что приводит к появлению однородной непроницаемой породы, не растрескивающейся в силу своей однородности [87].

Следует подчеркнуть, что основу для создания систем микротрещин составляет наличие «ослабленных зон», возникающих благодаря различным физико-химическим процессам, перечисленным выше. В породе формируется микроагрегатная неоднородность (в первую очередь – текстурная [306, 309]); частички и минералы внутри агрегатов связаны между собой теснее, чем агрегаты между собой.

Л. Ослабленные зоны хорошо заметны в шлифах и на снимках РЭМ [309] и иногда ошибочно принимаются за трещины. Разъединение пород по этим ослабленным зонам, как и трещиноватость, приводит к дроблению пород, но природа этих процессов разная.

Формирование текстурной неоднородности (ослабленных зон) заканчивается в конце диагенеза, когда из осадка образуется порода [309]. Разъединение же этих зон и формирование коллекторов в глинистых породах происходит в катагенезе, в тектонически активных участках, в момент заполнения пород нефтью [309].

При наличии механических воздействий на породу – либо за счёт увеличения давления при преобразовании ОВ (автофлюидоразрыв), либо за счёт тектонических напряжений, и тому подобное – происходит разъединение породы по ослабленным зонам различной природы. Этому также способствует гидрофобность поверхности образующих агрегаты минералов [261, 306, 309].

Таким образом, зоны сочленения различных по текстуре участков – ослабленные зоны – есть основа ёмкости и фильтрационной способности глинистых пород-коллекторов [261, 306, 309].

При этом возникающие пустоты не являются классическими трещинами в обычном понимании [306], поскольку, при большой

концентрации ОВ и глинистых минералов, порода в целом может сохранять определённую пластичность [306].

Из изложенного следует, что пустотность, возникающую при разъединении различных по своей текстуре участков, корректнее было бы называть «трещиноподобной пустотностью», имеющей сложную пространственную конфигурацию и форму внутреннего пространства.

3.3.2. Тектонические механизмы образования горизонтальных трещин

Наряду с вышеописанными механизмами возникновения трещиноватости (в основном, микротрещиноватости), которые можно условно назвать «литологическими», параллельно развивалась и система представлений о **роли тектонического фактора в появлении трещиноватости пород баженовской свиты.**

По мнению Т.В. Дорофеевой с соавторами [129], коллекторские свойства пород баженовской свиты зависят от **тектонической трещиноватости разной направленности**. Долгоживущие и обновляющиеся дизъюнктивные нарушения нижележащего комплекса сформировали зоны интенсивного развития вертикальных трещин. Но основное влияние на проницаемость коллектора оказывают горизонтальные трещины, возникшие в зонах повышенных тектонических напряжений на границах микроритмов, превращая их в листоватые отдельности.

Как указано в работе [129], одним из вариантов возникновения горизонтальных трещин является растяжение – как результат скольжения и микросмещения слоёв относительно друг друга, а в глинистых породах –как результат глубинного метаморфизма; при этом они принимают форму сланцеватости. Трещины, параллельные напластованию, появляются вследствие частичной разгрузки, происходящей при изменении геостатического давления, в результате естественных процессов денудации и колебательных движений земной коры.

Обычно в платформенных условиях интенсивность тектонических подвижек слабая, что приводит к малой плотности трещин, перпендикулярных (или крутопадающих) к слою [129].

В ряде работ [например, 246, 256] подчёркивалась определяющая роль именно горизонтальных напряжений и возникновения горизонтальных трещин.

Так, в работе [246] указывается, что в Салымском районе была выделена серия крупных разломов раннемезозойского заложения, простирающихся в субширотном направлении. В мезозойское время в зонах сопряжения разновозрастных и разноориентированных разломов существовали значительные тангенциальные напряжения.

Из сопоставления положения зон разломов, а также зон с максимальными притоками при испытании, распределением пластовых температур и давлений в [246] было выдвинуто предположение о связи коллекторов баженовской свиты с тектонически напряжёнными зонами.

Утверждается, что одной тонкоплитчатой структуры породы недостаточно для образования коллектора.

Предполагается, что коллектор образуется, главным образом, в зонах существования значительных тангенциальных напряжений, разгружающих от горной нагрузки тонкоплитчатые глинистые осадки баженовской свиты [246]. Такие зоны возникают при сопряжении различных систем разломов и подвижек, происходивших в их пределах в мезозойское время.

Как и в работе [246], А.А. Трофимук с соавторами [256] утверждает, **что «зоны коллекторов баженовской свиты – это участки существенного вторичного разуплотнения породно-слоевых ассоциаций, за счёт которого создавалось межслоевое, точнее, межплитчатое, межслойчатое и межлистоватое пространство, заполнявшееся при благоприятных условиях УВ, генерировавшимися, вероятнее всего, этими же породными образованиями».**

К данному выводу авторов статьи привёл ряд фактов:

– результаты наблюдения над керном по многочисленным скважинам большинства нефтегазоносных районов;

– то, что на каротажных диаграммах интервалы разреза баженовской свиты нередко характеризуются заметной отрицательной аномалией на кривой спонтанной поляризации (ПС); они принимались за песчано-алевролитовые прослои, и поэтому испытывались (скважины на Каменной, Танапчинской и других площадях);

– данные о пониженной плотности породных образований и пониженные скорости упругих сейсмических волн.

Разуплотнение же пород явилось следствием неравномерности горизонтальных перемещений блоков фундамента, вызвавших неравномерность латеральных напряжений в породно-слоевых ассоциациях (ПА) осадочного чехла [246, 256]. Авторы работы [256] не исключают и наличие некоторых горизонтальных перемещений в ПА, приводивших в одних случаях к смятию ПА в складки, в других – к горизонтальным межслоевым и слойчатым перемещениям, скольжениям и к образованию горизонтальных трещин. Этим в [256] и объясняется повсеместное развитие в породах баженовской свиты горизонтальных микротрещин, отмеченное ещё в статье [246].

Как аргумент в пользу определяющей роли горизонтальных напряжений приводится эффект увеличения проницаемости при возрастании превышения горизонтального давления над вертикальным [246]. Авторы работы [256] согласны с выводом авторов статьи [246] о важной роли тангенциальных сил. Однако не согласны с тем, что зоны коллекторов – это зоны современных

«тектонических напряжений под действием тангенциальных сил» [246], а считают их зонами повышенных напряжений в прошлом, а в настоящем – относительно ослабленными элементами в мозаично-неравномерном поле тангенциальных напряжений (то есть зон разгрузки).

В.С. Бочкарёв с соавторами [258] предполагает, что на Салымском месторождении повышенная трещиноватость образовалась по механизму кливажа при тектонических горизонтальных напряжениях. Возникшие в этих условиях флексуры и разрывы скола привели к массовому образованию межслоевых пустот.

Авторы работы [262] образование трещинных коллекторов связывают с взаимодействием горного давления, процессом уплотнения осадочных отложений, а также наличием аномально-высокого пластового давления. Это особенно существенно на более крутых наклонных слоях, облекающих структурную поверхность подстилающих отложений. Поэтому развитие трещинных коллекторов, по мнению авторов работы [262], следует ожидать в зонах изменения толщины баженовских отложений, то есть на склонах крыльев структур. К менее трещиноватым участкам относятся сводовые, наиболее повышенные, участки структур первого и второго порядка с сокращённой толщиной баженовской свиты и пологим рельефом.

Согласно результатам тектонофизического моделирования, выполненного М.Ю. Зубковым с соавторами в работе [127], над небольшими по размерам и амплитуде поднятиями формируются незначительные по площади зоны дробления, радиус которых быстро уменьшается по направлению снизу вверх. Напротив, над крупными блоками образуются зоны дробления, имеющие большой радиус, величина которого слабо уменьшается по направлению к дневной поверхности, а в определённых случаях даже может выходить на неё.

В результате в битуминозных отложениях баженовской свиты возникает система напряжений, которая приводит к образованию как уплотнённых, так и разуплотнённых участков, при этом максимальные концентрации напряжений наблюдаются в прикупольных и крыльевых частях поднятий.

В дальнейшем стало развиваться представление о комбинированном действии обоих факторов – литологического и тектонического. Многие исследователи баженовской свиты – Ф.Г. Гурари, И.И. Нестеров, О.Г. Зарипов, Г.М. Таруц, Е.А. Гайдебурова, А.А. Трофимук, Ю.Н. Карагодин и другие – отмечают, что **предпосылкой образования разуплотнённых, расслоенных зон, по которым развивался процесс трещиноватости за счёт тектонических причин, был литолого-фациальный фактор.**

В работе [152] процесс образования трещиноватых зон даже рассматривается как двухэтапный. На первом этапе в глинистых разностях образуются углеводороды, и одновременно – формируются ослабленные участки с матричной (псевдогранулярной) и микротрещинной пустотностью. В радиоляритах дополнительно формируется и макротрещинная пустотность

– в тех тектонических зонах, в которых напряжения превышают предел прочности породы.

В результате возникает заполненная консолидированной нефтью система первоначального коллектора, представленная в виде замкнутых до 2—3 миллиметров зон автофлюидоразрывных микротрещин и пор.

На втором этапе эта система за счёт тектонических воздействий объединяется в промышленный коллектор системой субгоризонтальных и субвертикальных трещин.

По нашему мнению, такое разделение на этапы достаточно условно, поскольку временная последовательность действия указанных двух факторов в разных ситуациях могла быть различной. Важно лишь то, что, в какой бы временной последовательности они ни действовали, оба фактора приводили к появлению трещиноватых зон.

Следует отметить, что согласно результатам многочисленных исследований трещиноватых пород вообще [283] тектонические трещины, в отличие от литогенетических, обладают значительной протяжённостью, нередко рассекая целые серии слоёв, и группируются в определённые системы. Их след, как правило, прямолинеен, иногда кулисообразен и прерывист [283].

Стенки большей частью относительно ровные, гладкие или слабошероховатые. Тектонические трещины, рассекая породу, рассекают и минеральные карбонатные зерна, и форменные элементы, а также – литогенетические трещины и тектонические трещины более ранних генераций. Их ориентировка – самая разнообразная, с явным преобладанием наклонной и вертикальной (перпендикулярной к напластованию) [283].

3.4. Вертикальные тектонические трещины

3.4.1. Классические вертикальные тектонические трещины

Ещё в ранних работах, посвящённых баженовской свите [121, 129, 246], обращалось внимание на роль вертикальных тектонических трещин при формировании коллекторских свойств пород БС, хотя и меньшее, чем влияние горизонтальной трещиноватости. Однако, в последнее время, во всё возрастающем числе работ содержатся указания на значительно бо̀льшую роль вертикальных (субвертикальных) тектонических нарушений, чем предполагалось ранее.

Поэтому этот вопрос и выделен в обзоре в отдельный пункт.

В работе [250] отмечено, что дизъюнктивные дислокации играли важную роль в течение всей истории становления современного структурного плана Западно-Сибирской плиты. Разломы наиболее древнего заложения

(допалеозойские) имеют северо-западное простирание, их протяженность превышает 2000 км – от Саяно-Алтайской складчатой области до Новой Земли. Более молодая (палеозойская) система разломов имеет субмеридиональное простирание. Именно им обязаны существованием грабенообразные впадины Широтного Приобья (Ханты-Мансийская, Тундринская и Юганская). В их пределах накопился достаточный объём осадочных образований.

В период формирования мезозойских отложений закладывались разломы северо-восточного простирания, существенно контролировавшие размещение фаций неокома.

И, наконец, кайнозойскому времени свойственны субширотные простирания дизъюнктивных нарушений.

Как указано в работе [250], все вышеперечисленные разновозрастные разломы, так или иначе, воздействовали на формирование структурного плана мезозойского мегакомплекса.

В работах сотрудников ВНИГНИ (А.И. Петров, В.С. Шеин, К.А. Клещев и другие) [188] развита геодинамическая модель баженовской свиты, с акцентом на наличие тектонических дизъюнктивных нарушений. Её основные положения кратко могут быть сведены к следующему:

1. Субвертикальные и наклонные амплитудные разломы и зоны аномальной трещиноватости образуют пространственно ориентированные серии, которые группируются в парные динамические системы: 1) азимут 30—40° и 290—300°; 2) азимут 50—60° и 340—350°; 3) азимут 0—10° (субмеридиональная) и азимут 85—95° (субширотная); 4) азимут 320° (проявлена локально).

Морфология, последовательность образования или активизации, кинематика, характер разрушения и разуплотнения пород каждой серии нарушений различны и определяются полем напряжений, соответствующим палео- и современной геодинамическим обстановкам. **Большинство амплитудных разломов (сбросов, сдвигов, надвигов) прослеживается из фундамента и несёт признаки конседиментационного развития (особенно в юре и неокоме). Одни из них пронизывают весь осадочный чехол, другие сменяются по восстанию зонами трещиноватости и затухают на уровне различных горизонтов, в том числе довольно часто – в баженовской свите** [188]**.**

Амплитуда вертикальной составляющей смещений по разломам на уровне горизонта **Б** равняется 15—25 м, реже достигает 35—45 м, что приводит к локальному уменьшению (при наклонных сбросах) или увеличению (при взбросах и надвигах) мощности баженовской свиты.

2. Кольцевые разломы и зоны аномальной трещиноватости в плане и разрезе имеют постоянный радиус кривизны, с глубиной выполаживаются и меняют падение на обратное. Эти разломы относятся к откольному типу и отождествляются по генезису с палео-сейсмодислокациями. На уровне

горизонта Б их радиус кривизны обычно составляет 1—3 и 5—7 км, реже выделяются фрагменты более крупных форм, вложенные друг в друга. Одни из них проникают в фундамент, оконтуривают наложенные мульды, другие развиты в осадочном чехле. **При выполаживании кольцевых нарушений в баженовской свите возникают субпластовые зоны аномальной трещиноватости и брекчирования толщиной до 10—12 м с сильным разуплотнением пород (суперколлекторы).** Однако амплитудные смещения и повторные срывы на этих участках разломов иногда приводят к рассланцеванию, появлению «окон» в глинистой покрышке и подошве свиты, и в итоге – к разрушению залежей.

3. Очаговые зоны аномальной трещиноватости (дилатансии) широко распространены в верхней части фундамента и осадочном чехле, включая неоком. Обычно они приурочены к узлам пересечения разломов определённой ориентировки и связаны с повторной проработкой активизированных нарушений, смещённых по другим секущим разломам. Очаговые зоны баженовской части разреза в плане изометричны, размером до 300—500 м, реже до километра и более в поперечнике; в разрезе овальной и линзовидной формы – толщиной от 30—50 до 150 м и распространяются за пределы свиты.

Пластично-хрупкие литотипы в очаговых зонах за счёт интенсивной трещиноватости и коррозии под давлением приобретают высокие фильтрационно-ёмкостные свойства.

Пластичные, существенно глинистые, разновидности в этих условиях обычно не испытывают хрупкие разрушения и сохраняют экранирующие свойства. Более того, зона разуплотнения обычно обрамлена зоной уплотнённых пород, что придаёт очагам свойства обособленных природных резервуаров.

Важность вертикальной трещиноватости отмечена и в ряде иных работ. В работе [266] утверждается, что коллекторы БС связаны с трещинами, возникшими в результате тектонических процессов, в частности, палео-сейсмических толчков.

В работе [267] отмечена существенная роль вертикальной трещиноватости, обусловленной наличием дизъюнктивных элементов на площади Салымского месторождения.

3.4.2. Малоамплитудные вертикальные трещины

Обработка данных сейсморазведки приводит авторов ряда исследований последних лет и к выявлению малоамплитудных нарушений в отложениях баженовской свиты.

Так, в работе [91] на исследованном Средне-Назымском месторождении практически на всех временных разрезах были трассированы аномалии

сейсмической записи, которые интерпретировались как **малоамплитудные дизъюнктивные нарушения, с вертикальной амплитудой менее 5 метров.**

Как указано в работе [91], «сильно изрезанный рельеф структурных поверхностей абалакских и баженовских отложений, градиенты их суммарных толщин свидетельствуют о высокой тектонической активности исследуемого региона, как в период формирования исследуемых толщ, так и в последующее геологическое время. При анализе сейсмических профилей были выделены многочисленные сквозные дизъюнктивные нарушения, что может свидетельствовать об их постседиментационном времени проявления. Вместе с этим разломы часто носят структурообразующий характер, свидетельствующий об их более раннем заложении, то есть большинство разломов являются долгоживущими и сквозными по отношению к исследуемой части чехла».

Выделенные в работе [91] преимущественные направления развития дизъюнктивных дислокаций на Средне-Назымском месторождении составляли 300—320° (смотри **рис. 3.4.1**), то есть имели северо-западное простирание, соответствующее направлениям региональных глубинных дислокаций, характерных для Западно-Сибирской плиты в целом. В присводовой части отмечаются субширотные разломы. Наибольшая густота разломов связана со склоновыми частями структур.



Рис. 3.4.1. Структурная карта по кровле баженовских отложений [91]

На структурных картах по кровле и подошве баженовских и абалакских отложений выявленные разрывные нарушения показаны без разрыва сплошности изолиний. Это связано с тем, что все разломы малоамплитудные (амплитуда смещения менее 5 метров) [91].

Базируясь на региональных и сейсмических данных, в работе [250] были выделены многочисленные разрывные нарушения С-З и С-В направления. Из анализа структурных карт следует, что **выделенные разломы весьма хорошо**

контролируют структурный план, при этом имея весьма небольшие амплитуды смещения – до 10 метров.

В работе [145] структурный план баженовской свиты, построенный с наибольшей достоверностью, считается достаточно расчленённым, поскольку градиент изменения абсолютных отметок нередко превышает 50 м/км, что в условиях платформы представляется немалой величиной; и свидетельствует о наличии малоамплитудных нарушений, не фиксирующихся в виде разрыва осей синфазности или потери отражений.

По результатам выполненных в диссертации [145] работ, включавших комплексный анализ космогеологических, геоморфологических, магнитометрических, гравиметрических и сейсмических данных, сделан вывод, что **системы флексурно-разломных дислокаций различного ранга и амплитуды контролируют распространение трещинных и трещинно-кавернозных коллекторов в отложениях баженовской свиты.**

При этом утверждается, что пространственное распределение продуктивности и режим дренирования БС определяются сочетанием литологического и тектонического факторов. Литологический фактор контролирует распространение пород, в различной степени способных аккумулировать и отдавать углеводороды, а тектонический определяет формирование путей фильтрации.

В работах [135, 136] по данным сейсмических, промыслово-геофизических, космических, гидродинамических исследований и результатов разработки сделан вывод о наличии связи между продуктивностью площадей баженовской свиты и структурой разломов в подстилающих породах. Утверждается, что в продуктивных отложениях свиты вообще проявляется блочная структура, что совпадает аналогичным утверждением, высказанным ещё в работе [121]. Площадь внутри блоков делится на два типа: высоко- и низкопродуктивные. Их средние продуктивности различаются в десятки раз. В работах [136, 822] утверждается, что **высокопродуктивные площади примыкают к трещинам, а низкопродуктивные зоны находятся в центральной части блоков.**

Связь высокопродуктивных зон с выделяемыми (различными методами) зонами тектонических нарушений неоднократно отмечалась и в различных работах прошлых лет [306, стр.122—123], в которых зоны тектонических нарушений картировали структурно-геоморфологическим методом по данным магнитных и гравиметрических исследований а также по особенностям материалов МОГТ. Сходные утверждения содержатся и в работе [645].

Следует, однако, подчеркнуть, что выделение малоамплитудных нарушений по данным сейсмики связано с трудностями, обусловленными ограниченной разрешающей способностью метода. В сейсморазведке малоамплитудными считаются нарушения, амплитуда которых соизмерима с половиной длины волны или меньше её. При таких соотношениях видимые скачкообразные вертикальные смещения осей синфазности во временных полях часто не наблюдаются.

В современной сейсморазведке разработано немало различных способов выделения малоамплитудных нарушений [277]. К ним относятся: анализ формы горизонта, то есть геометрических атрибутов (амплитуды горизонта, углов падения, азимутов наклонов, кривизны и их производных); использование объёмных атрибутов (когерентности, углов наклонов и других); разложение волнового поля на кубы амплитуд на разных частотах (спектральная декомпозиция); изучение азимутальной анизотропии продольных волн и другие.

В последнее время применяется и совершенно иной способ миграции для не суммированных данных – миграция дуплексных волн (МДВ). Эту миграцию можно сравнить с обычной миграцией, импульсный отклик которой повернут на 90°[277]. Это позволяет извлечь из исходного волнового поля дуплексные волны. (Дуплексными называются волны, имеющие два отражения: первоначально от субгоризонтальной поверхности, а затем от целевой субвертикальной поверхности или в обратной последовательности.) В силу своего двойного отражения эти волны достигают поверхности наблюдения, но характеризуются слабой энергией по сравнению с однократными отражениями и имеют значительные отличия от последних по кинематическим свойствам.

Опробуются и более сложные методики, например, совместный анализ диффрагированных и дуплексных волн [278].

Однако выделение малоамплитудных нарушений всё равно остаётся достаточно сложной задачей. Самое же главное, – что видно даже из простого перечня методик, – выделение нарушений так или иначе основывается на геометрических характеристиках «сейсмического артефакта».

Наличие и роль вертикальных трещин обосновывается не только результатами обработки и интерпретации сейсмических данных, но и «косвенными признаками». В частности, тем, что площадное распределение трещиноватости обладает столь же высокой степенью неоднородности, как разломные структуры различного ранга и связанные с ними зоны, и распределение продуктивности баженовской свиты[145].

Одним из аргументов в пользу развития зон повышенной трещиноватости является наличие и конфигурация температурных аномалий на территории Большого Салыма [265]. Зоны повышенных температур линейны и часто меридионально ориентированы.

Были обнаружены и субвертикальные трещины при анализе образцов пород [145] (смотри **рис. 3.4.2**).

В баженовской свите обнаружено существование крупных каверновых полостей в карбонатных породах [145]. Наиболее простым и логичным простым объяснением этого эффекта, как считает автор работы [145], может служить гидротермальная проработка пород. Наличие гидротермальной переработки пород высокотемпературными (200—300°С) эндогенными

водами по зоне разломов и прилежащим к ним областям отмечалось в ряде работ [240, 241]. Агентом растворения карбонатов может выступать [242] глубинная углекислота, поступающая по разломам из карбонатных пород, подверженных метаморфизму.

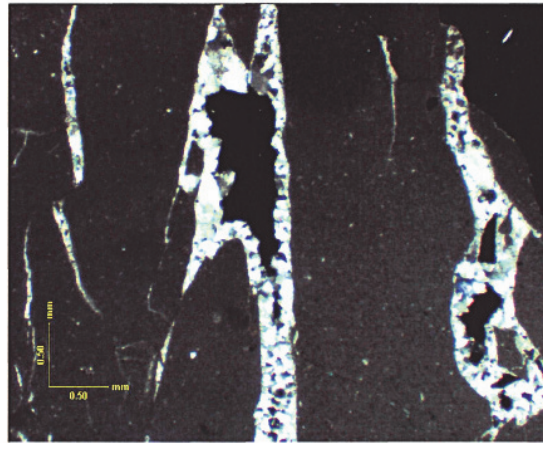


Рис. 3.4.2. Субвертикальные трещины в плотных известняках со следами вторичных процессов [145]

На роль тектонического фактора в формировании резервуара баженовской свиты, по мнению автора работы [145], указывают и данные анализа нефтей, позволяющие предположить возможность **не автохтонный характер их образования, а миграцию нефти из иных областей, с участием вертикальных тектонических разломов.**

В качестве аргумента существования в баженовской свите вертикальных тектонических разломов рассматривалась история разработки Лемпинского участка [276]. На начальном этапе разработки падение пластового давления носило очаговый характер из-за небольшого числа скважин и незначительности накопленных отборов. Далее, по результатам анализа [276], зоны падения давления приобретали вытянутый характер ввиду анизотропии проницаемости; направление их вытянутости совпало с выделенными осями флексурно-разломных зон [145]. В дальнейшем ширина зон увеличивается, они приобретают площадной характер, что рассматривается как результат подключения низкопроницаемых участков внутри блоков.

К выводу о роли тектонических разломов в формировании залежей нефти пришли к выводу и специалисты «Газпромнефть» на основании работ, проведенных на Пальяновском месторождении: по их утверждению **для этой площади применима только одна гипотеза распространения продуктивных зон – это формирующие кластеры «коридорных» трещин.**

Соответственно, построенная концептуальная модель Пальяновского месторождения (смотри **рисунки 3.4.3 и 3.4.4**) **основана на наличии проводящих и флюидосодержащих разломных зон от доюрского комплекса до фроловской свиты.**

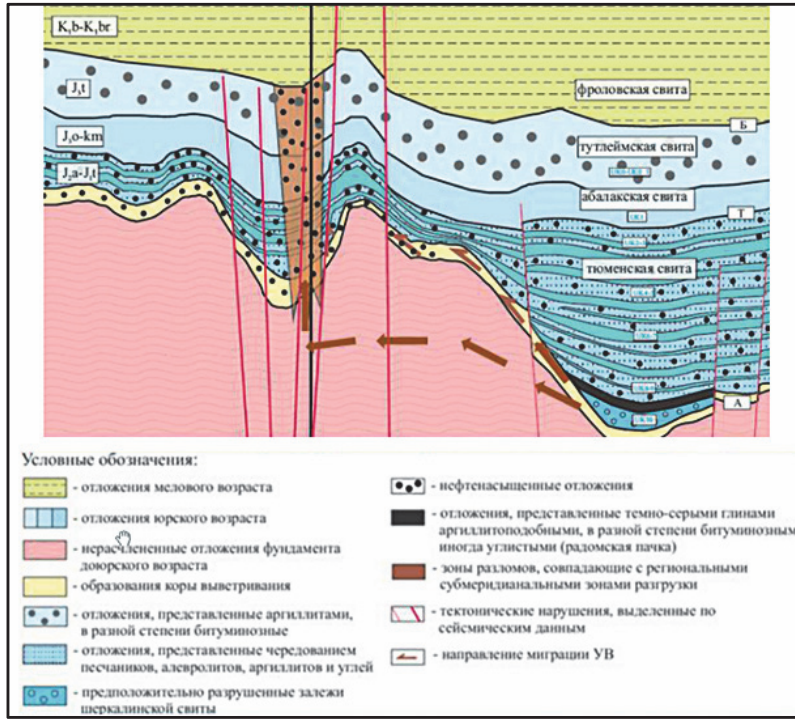


Рис. 3.4.3. Концептуальная модель Пальяновского месторождения в разрезе [238]

В одной из последних работ [577] по данной проблеме эта мысль сформулирована более чётко: «Во время ранней стадии тектоно-гидротермальной активизации гидротермальные растворы обеспечили разноинтенсивный прогрев материнских толщ, созревание ОВ, формирование ёмкостей и надёжную изоляцию нефтенасыщенных отложений вторичными флюидоупорами. На поздней стадии тектоно-гидротермальной активизации имело место преобладающее перераспределение УВ вдоль разломов, выступающих в роли резервуара жильного типа».

Следует отметить, что мнение о наличии миграции нефти в отложения баженовской свиты, причём именно по тектоническим нарушениям, неоднократно высказывались и ранее [306]. Однако, как и

по всем проблемам нефтеносности и строения баженовской свиты, на этот счёт существуют различные мнения.

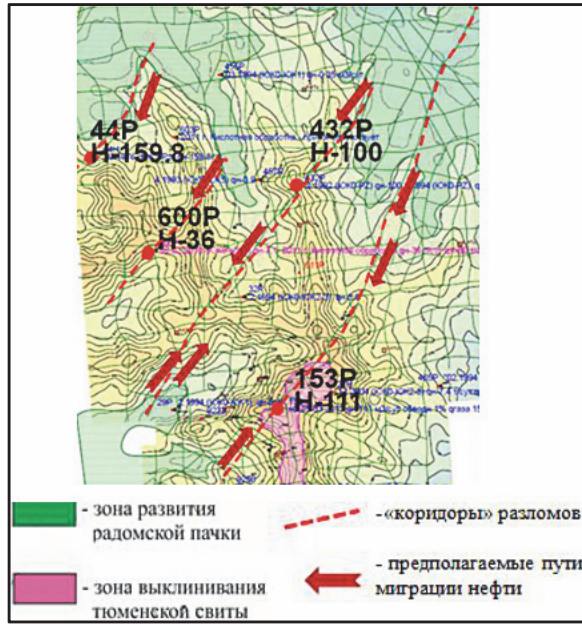


Рис. 3.4.4. Концептуальная модель Пальяновского месторождения в плане [238]

3.5. Модели формирования и распространения коллекторов баженовской свиты

С вопросом трещиноватости пород баженовской свиты тесно связана и формулировка моделей образования и строения коллекторов.

За 50 лет исследований БС сформулировано как минимум два десятка различных моделей, описывающих механизмы образования коллекторов, закономерности их пространственного расположения, приуроченность к тем или иным литологическим разностям.

Достаточно подробное изложение большинства из предложенных моделей содержится в работах [87, 134], а кратко – приведено в **Приложении 8** (**таблицы П.8.1** и **П.8.2**, которые составлены на основе обзорных сведений, заимствованных из работ [87, 134], с некоторыми дополнениями из других источников).

Как видно из материалов Приложения 8, в подавляющем большинстве случаев обязательной составляющей коллекторов БС являются трещины разных порядков. Причём в моделях, сформулированных как в 70—80-х годах, так и в последние годы.

С самого начала изучения баженовской свиты [269] все исследователи рассматривали **существование трещин как необходимое свойство слагающих её пород.** Одной из первых концепций явилась гипотеза И.И. Нестерова об образовании микро- и мезотрещин при преобразовании твёрдого ОВ (керогена) в жидкие и газообразные углеводороды [113, 117, 132, 220, 222] (смотри выше **п. 3.3**). Этот процесс получил название «автофлюидоразрыва» и разрабатывался многими исследователями (О.Г. Зарипов, И.Н. Ушатинский, К.С. Юсупов, В.П. Сонич и многие другие). В результате формируется «листоватый» коллектор.

В работах сотрудников ВНИГРИ [129] наряду с трещинной ёмкостью большое значение придавалось поровому пространству, формировавшемуся, в значительной мере, за счёт диа- и катагенетического преобразования минеральной части пород (смотри **п. 2.4.1**), а также термодеструкции органического вещества (смотри **Часть V**, **п. 5.6**). В результате таких процессов происходит разблокирование закрытых пор, запечатанных смолистыми и асфальто-смолистыми компонентами. **Этот процесс в последнее время наблюдался экспериментально [270] и должен сопровождаться не только увеличением суммарного объёма пор, но и обеспечивать их сообщаемость**.

Параллельно рядом исследователей – в частности, В.С. Мелик-Пашаевым, Э.М. Халимовым, Ю.А. Терещенко, К.И. Микуленко, Т.В. Дорофеевой, Е.А. Гайдебуровой и другими – было выдвинуто (и развивается по сей день) положение о существенной роли тектонических процессов в формировании коллекторов баженовской свиты (подробнее смотри выше **п. 3.3**). Это связано с тем, что при первом механизме возникновения коллектора не удаётся объяснить все геолого-промысловые факты, касающиеся фильтрационно-ёмкостных и продуктивных свойств отложений баженовской свиты.

Сначала подчёркивалась роль любых тектонических дизъюнктивов, затем – разрабатывалась концепция о преимущественном образовании и определяющей роли **горизонтальных трещин**, порождённых тектоническими процессами [246, 256].

В последнее время всё более популярной становится идея о значимости **вертикальной тектонической трещиноватости**, которая порождает зону «оперения» – в виде систем наклонных и горизонтальных трещин [91, 135, 136, 145, 238, 266—268].

Образование коллекторов при наличии тектонической трещиноватости объясняется результатом нескольких процессов преобразования пород, в частности:

– проработкой гидротермальными водами, поднимающимися по этим разломам [268];

– активизацией процессов преобразования керогена за счёт потоков тепла по тектоническим вертикальным разломам, с последующими автофлюидоразрывами [158];
– активизацией процессов преобразования керогена за счёт механохимических эффектов, т.е. снижением энергии активации химических реакций в горных породах при наличии механических напряжений, с последующими автофлюидоразрывами [93].

Иными словами, две концепции – автофлюидоразрыва и влияния тектоники – в последние годы в некотором смысле объединяются.

Различны и типы коллектора в разных моделях. В одних описаны преимущественно глинистые коллекторы [119], в других – карбонатные.

В большинстве моделей предполагается линзовидное строение коллектора, причём в некоторых считается, что сообщаемость линз нефтенасыщенных коллекторов крайне изменчива: часть линз изолирована, а часть связана между собой системой мезотрещин различной проницаемости.

Следует выделить модель И.Д. Умрихина, С.Г. Вольпина и других [123, 281, 678], – видимо, единственную сформулированную на основании детальных гидродинамических исследований (на Салымском месторождении). В этой модели с гидродинамической точки зрения строение баженовской свиты на Салымском месторождении представляется следующим. В подошве свиты залегает тонкий высокопроводящий слой, который может быть и трещинным, и трещинно-поровым, и поровым, но с высокой проницаемостью. Остальная толща представлена либо слабопроницаемыми, либо непроницаемыми глинами. Между проводящим слоем и слабопроводящими глинами имеется гидродинамическая связь. Фактически модель можно назвать «моделью с двойной пористостью на двух масштабах»: пласт представляет собой высокопроводящий слой в слабопроницаемой среде (двойная пористость в масштабе пласта); а высокопроводящий слой сам может быть трещинно-пористым (двойная пористость на уровне пропластка). Схематически сформулированная в работах [123, 281] модель показана на **рис. 3.5.1**.

Отметим, что при этом подходе в других зонах распространения баженовской свиты высокопроводящий пласт может залегать в иных частях разреза, может существовать несколько таких пластов либо разветвлённая система подобных высокопроницаемых путей фильтрации. Суть подобной гидродинамической модели от этого не меняется.

В определённом смысле к этой модели близка модель В.П. Сонича с соавторами [95], в которой малопроницаемая поровая матрица вмещает более проницаемые кавернозно-трещинные разности.

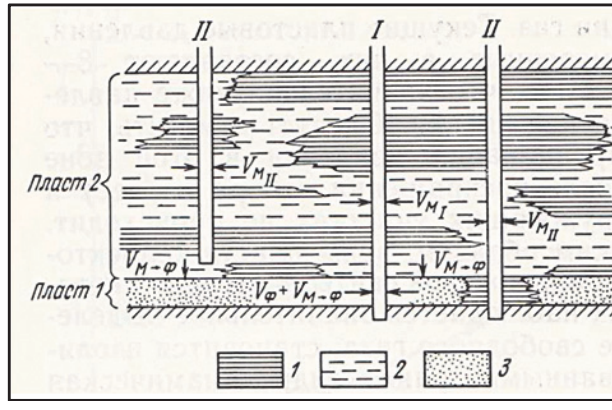


Рис. 3.5.1. Схематическая модель пласта-коллектора баженовской свиты на Салымском месторождении [281];
породы: **1** – непроницаемые, **2** – слабопроницаемые, **3** – проницаемые;
скважины: **I** – вскрывшие флюидопроводящую среду, **II** – не вскрывшие флюидопроводящую среду

Большая часть разработанных моделей, указанных в **Приложении 8**, носит теоретический или даже умозрительный характер [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149] – **по объективным причинам, ввиду трудностей выделения и изучения коллекторов.** Некоторым исключением является модель, показанная на **рис. 3.5.1** [281], построенная на основании объективных данных гидродинамических исследований, но она является, как и многие гидродинамические модели, скорее аналоговой, позволяя прогнозировать динамику разработки, но не отражая адресно реальное строение объекта.

Ввиду многочисленности предложенных моделей, было предпринято несколько попыток разделить их условно на ряд групп.

В частности, в работах [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386] они разделены на **три** группы.

В **первой группе** в качестве главного механизма формирования коллектора рассматривается преобразование органического вещества и нефтегенерация, то есть автофлюидоразрыв. Результатом преобразований являются листоватые трещиноватые коллекторы.

Модели **второй группы** основаны на том, что главными являются процессы преобразования минеральной части: неравномерное уплотнение осадка, чередование слойков различного минерального состава и вторичное минералообразование. В результате формируются коллекторы трещинного, трещино-кавернозного и трещинно-кавернозно-порового типов преимущественно в кремнистых и карбонатных радиоляритах.

Третья группа – модели трещинно-кавернозных коллекторов баженовской и абалакской свит, в формировании которых принимали участие средне- и высокотемпературные гидротермальные флюиды, проникавшие в породы баженовской свиты по тектоническим разломам, например, в работах [576, 584]. Обоснованию этой модели посвящена и подробная статья [585], в которой на основании значительного количества различных данных утверждается, что «вторичные коллекторы тектоногидротермального происхождения широко распространены в юрских отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна». Отметим, что в цитируемой работе отмечено и влияние высокотемпературных гидротермальных флюидов на генерацию УВ в обогащённых ОВ породах. За счёт проникновения высокотемпературных гидротермальных флюидов происходит термическое преобразование ОВ с генерацией УВ, битумов и газов (смотри **Часть V**, **п. 5.6**), а входящий в состав флюидов водород вступает в реакции гидрирования ОВ, что приводит к образованию насыщенных УВ [585].

Несколько иная классификация моделей коллекторов свиты, с гидродинамических позиций, приведена в монографии [131], где все модели также разделены на **три группы, но по иному признаку**.

В **первой группе** залежь баженовской свиты является единым резервуаром, а коллектор представляет собой «среду с двойной пористостью» – низкопроницаемую матрицу и высокопроницаемые каналы, именуемые трещинами. К этому типу можно, видимо, отнести модель, показанную на **рис. 3.5.1** [281], с некоторой модификацией.

Во **второй группе** моделей в баженовской свите предполагается наличие разностей коллектора с различной проницаемостью, но при широком спектре её значений; введение «двойной» среды не предполагается. Залежь рассматривается как совокупность линз, часть из которых сообщается, а часть изолирована.

В **третьей группе** (промежуточной между первой и второй) строение залежи также предполагается линзовидным (или блоковым), но в пределах каждой линзы коллектор представляет собой «среду с двойной пористостью».

В последние годы для месторождений Широтного Приобья развита модель коллекторов [87, 91, 134, 138, 243], несколько отличающаяся от прежних моделей. Коллекторами являются плотные (высокоскоростные по АК) трещинно-кавернозные прослои с малой толщиной коллектора 0,4—2 м (в основном, менее 1 м), представленные известняками, доломитами и опоками (последние сложены преимущественно аморфным кремнистым веществом). Низкопроницаемая матрица вмещающих слои коллектора нефтематеринских пород представлена гидрослюдисто-кремнистыми аргиллитами, кремнистыми аргиллитами [87].

По данным работ [134, 138, 243] «потенциальные коллекторы в баженовском горизонте на западе Широтного Приобья формировались

преимущественно по элювиальным горизонтам, сложенным известняками, доломитами, редко силицитами, развитыми по остаткам радиолярий, распространённых на четырёх стратиграфических уровнях разреза».

В шлифах пород коллекторов зафиксированы трещины, которые идентифицированы как трещины автофлюидоразрыва. Они обнаружены как внутри пород разных литотипов, так и на границе пород матрицы и коллекторов (смотри выше **п. 3.2**). Тип порового пространства по данным исследования керна установлен как трещинно-поровый [134, 138, 243].

Наличие трещин в породах БС отмечено и в работе В.П. Сонича с соавторами [95]. Утверждается, что в породах с каверно-трещинной структурой порового пространства густота развития трещин, в зависимости от литологического состава пород, составляет от 10 до 500 на метр. В породах с поровым типом пустотного пространства (матрица, вмещающая каверно-трещинные разности) отмечается массовое развитие микротрещин протяжённостью от долей до первых миллиметров, в основном, не образующих связной проницаемой системы.

В работе [46, стр. 164] на основании краткого обзора опубликованных работ утверждается, что нефтекерогеносодержащие породы БС представлены литотипами с микро- или макротрещиноватостью, причём доля первых значительно больше, чем вторых, и они практически непроницаемы при существующих пластовых условиях.

В целом необходимо ещё раз подчеркнуть, что практически все указанные в Приложении 8 модели образования коллекторов и их распределения в теле свиты в качестве существенного элемента содержат те или иные виды трещин различного ранга и различной ориентации.

Это обстоятельство приводит к необходимости создания такого вычислительного инструмента для моделирования разработки БС, в котором по желанию исследователя при моделировании возможен учёт наличия трещин – с тем или иным характером их пространственной локализации, густоты, величин раскрытости и длины.

Кроме того, необходима разработка новых методов оценки фильтрационной значимости трещин, выделяемых по геофизическим данным. Некоторые аспекты таких возможных разработок рассмотрены в Части VI.

3.6. Трещиноватость пород аномальных разрезов баженовской свиты

Аномальные разрезы (АР) баженовской свиты, содержащие участки, сложенные практически обычными песчано-глинистыми

разностями, подвержены трещинообразованию в гораздо меньшей степени, чем породы, слагающие нормальный разрез.

Это соответствует давно установленному порядку расположения пород по убыванию способности к трещинообразованию [283]: аргиллиты, мергели, алевролиты, глинистые доломиты, доломиты, доломитистые известняки, известняки, песчаники, ангидриты, гипсы.

Тем не менее, и в АР наличие трещиноватости отмечалось, хотя по большей части – в содержащих карбонатный компонент породах, как, впрочем, и в нормальных разрезах. Причём, как и в нормальных разрезах, трещины сосредоточены, в основном, в низах разрезов, к которым приурочены карбонатные отложения.

Согласно работе [94], глинистые сероцветные породы в АР чаще всего представлены серыми уплотнёнными глинами, обычно слабоалевритистыми с раковистым и неровным изломом. Песчаники светло-серые преимущественно средне- и мелкозернистые, с глинисто-карбонатным и карбонатно-глинистым (каолинит-хлорит-кальцитовым) цементом порового и базального типа. **Для пород, слагающих «аномальные» разрезы, очень характерно развитие оползневых и флюидальных текстур, трещин, нептунических даек, зеркал скольжения. В аргиллитах выделяются трещины различных форм, выполненные песчаным материалом [94].**

Отмечено наличие в породах АР баженовской свиты известняков – глинистых, алевритовых, коричневато-серых, массивных. В районе исследования работы [94] такие породы встречаются в нижней части разреза, перед отложениями георгиевской свиты. **В этой части разреза наблюдались известняки с частыми вертикальными трещинами (до 3 мм), выполненными кальцитом, проницаемостью 0,01х10^{-3} мкм^2, пористостью 0,5%,объёмной плотностью 2,82 г/см^3.**

В работе [94] приведены примеры описания ряда образцов керна изАР баженовской свиты в районе исследования цитируемой работы.

В одной из рассмотренных скважин в интервале АР залегают песчаники светло-серые, с буроватым оттенком, мелкозернистые, алевритовые, нефтенасыщенные, с текстурой течения – за счёт единичных перемятых и раздробленных обрывчатых прослойков аргиллитов. **Отмечаются редкие субвертикальные трещины с нефтяной пропиткой.**

В песчаниках АР баженовской свиты, вскрытых другой скважиной на другом месторождении, встречаются линзочки и прослои чёрных битуминозных аргиллитов. **По единичным вертикальным трещинам отмечено смещение слойков (смотри рис. 3.6.1).**

Ещё в одной из скважин в нижней части «аномального разреза» отмечены алевролиты – серые, мелкозернистые, карбонатистые, глинистые, плотные, **с вертикальной трещиноватостью,** имеющей зеркала скольжения, покрытые кальцитом.

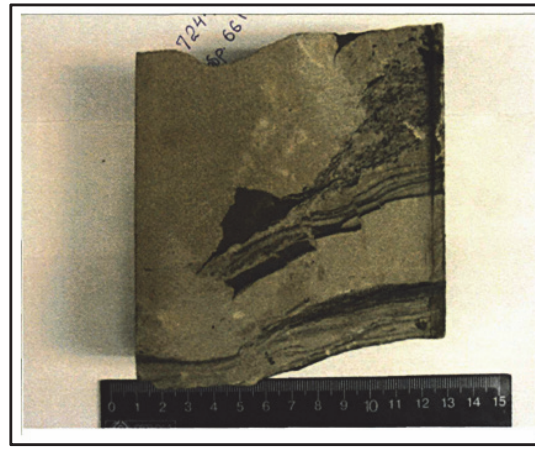


Рис. 3.6.1. Фотография образца керна из «аномального» разреза баженовской свиты[94]; керн представлен песчаником светло-серым со слабо буроватым оттенком, с запахом нефти; встречаются линзочки и прослои черных аргиллитов, битуминозных; по единичным вертикальным трещинам отмечено смещение слойков; **Кп – 19.8%, Кпр – 13х10^{-3} мкм^2**

В ещё одной скважине изучены алевролиты в самой нижней части «аномального» разреза баженовской свиты. **Алевролиты серые, крепкие с карбонатно-кремнистым цементом, с вертикальными и субгоризонтальными трещинами, заполненными кальцитом.**

Таким образом, полностью отрицать наличие трещиноватости пород в АР не следует, хотя значимость этого фактора намного меньше, чем в нормальных разрезах. Трещиноватость в основном приурочена к карбонатным разностям в низах БС, и её необходимо учитывать при моделировании разработки этой части разреза.

3.7. Особенности строения трещин и их параметров

Трещины в породах баженовской свиты имеют ряд особенностей; прежде всего, они в заметной степени «залечены» – чаще всего либо кальцитом, либо органическим веществом. Таким образом, пространство трещин оказывается намного более сложным и извилистым, чем в случае, когда оно заполнено только флюидом. Подобная «залеченность» отмечалась большинством исследователей, изучавших образцы керна баженовской свиты.

Так, в работе [87] описан образец известняка с трещинами, залеченными крупнокристаллическим кальцитом, и в дополнение – прорванный крупной трещиной автофлюидоразрыва, заполненной битумом и обломками известняка (смотри **рис. 3.7.1**).

Полное отсутствие притока на одной из скважин Гальяновского месторождения, по мнению автора работы [87], связано именно с тем, что трещины в плотных высокоскоростных прослоях залечены вторичным кристаллическим кальцитом (смотри **рис. 3.7.1**).

В указанной работе приведены и другие примеры залеченности трещин в образцах:

кремнистого аргиллита с трещинами автофлюидоразрыва, заполненными битумом;

микритового биохемогенного известняка с трещиной автофлюидоразрыва, заполненной сидеритом;

радиоляриевой опоки с трещиной автофлюидоразрыва, заполненной битумом и так далее.

Наиболее крупные каверны и трещины отмечены **в карбонатных породах,** залегающих в низах баженовской и верхах абалакской свит. В этих разностях трещины часто заполнены кальцитом, стенки каверн и раскрытых трещин местами выполнены кристалликами кварца и доломита [87].

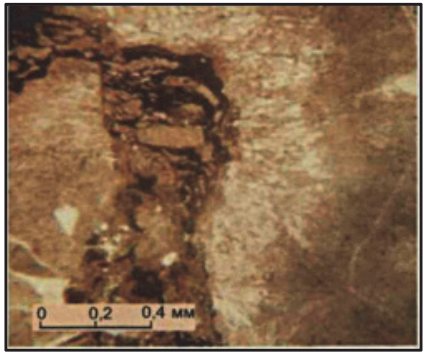


Рис. 3.7.1. Фотография шлифа образца известняка из нижнетутлеймской подсвиты Гальяновского месторождения, с трещинами, залеченными крупнокристаллическим кальцитом, прорванного заполненной битумом и обломками известняка крупной трещиной автофлюидоразрыва [87]

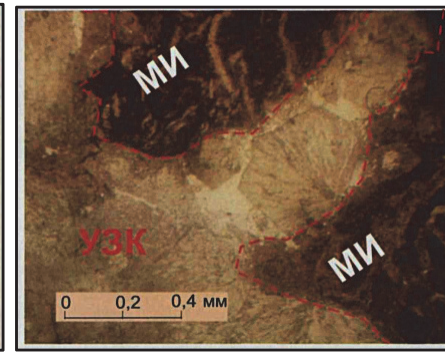


Рис. 3.7.2. Фотография шлифа образца из плотного прослоя одной из скважин Гальяновского месторождения [87];
МИ – микритовый известняк, разбитый трещинами автофлюидоразрыва; **УЗК** – трещина, залеченная крупнокристаллическим кальцитом

Согласно работе [90], в карбонатных разностях, особенно в подошвенной части баженовских отложений, часто присутствуют трещины, заполненные вторичным кальцитом, реже – пиритом; иногда в трещинах отмечается наличие мелких друз кварца.

В статье [257] отмечены следы процессов цементации трещин карбонатным и кремнистым веществом.

Как утверждает А.Э. Конторович [141], слоистость и трещиноватость пород свиты часто маскируется битумным цементом, который цементирует эти трещины.

По данным работ [93, 152], при анализе керна наблюдались трещины, залеченные кальцитом: трещины растяжения; тонкие вертикальные и горизонтальные трещины; трещины брекчевания. Разрывные трещины заполнены иногда брекчированным глинисто-кремнистым материалом, иногда трещины выполнены кремнистым материалом или даже залечены карбонатным либо кремнистым материалом. **Почти всегда все подобные типы трещин содержат битумное вещество.**

При изучении крена пород баженовской свиты в работах [134, 138, 243] образцы однородных микритовых трещинно-кавернозных известняков часто были разбиты системой разнонаправленных трещин (от 0,1 до первых сантиметров шириной), залеченных мелко-среднезернистым кальцитом. Кальцитизация пород может приводить к образованию различной структуры порового пространства, в том числе вплоть до полной потери проницаемости (смотри **рис. 3.7.3**).

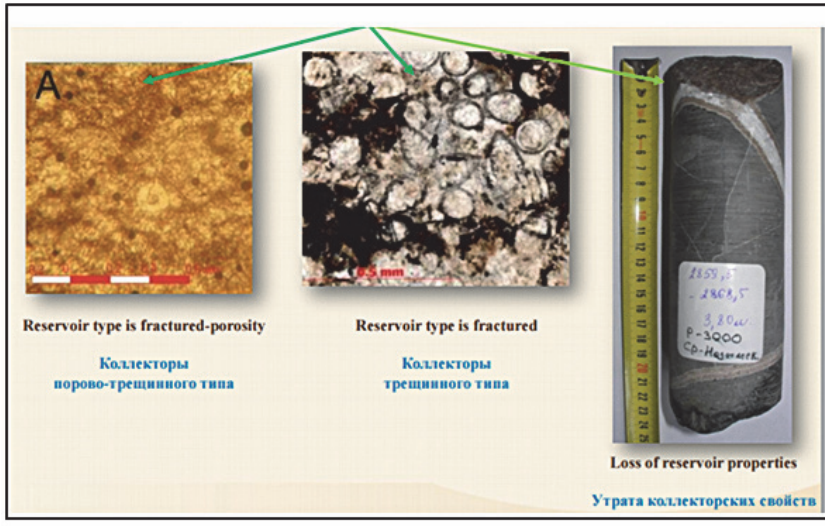


Рис. 3.7.3. Примеры кальцитизации пород [243]

Залеченность природных трещин в результате вторичного минералообразования отмечена и в цикле работ [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149].

На Пальяновском месторождении также отмечено разнообразное заполнение различными минералами трещин, обнаруженных в глинисто-карбонатно-кремнистых породах с линзовидными и конкреционными прослоями и в глинисто-радиолярито-кремнистых разностях [314]: трещины

нередко выполнены кальцитом. В залеченных трещинах, хотя и в гораздо меньших количествах, встречаются также пирит, кварц, каолинит. В работе [576], посвящённом изучению Пальяновского месторождения, утверждается, что «трещины и пустоты в битуминозных отложениях, по которым циркулировали растворы, обогащённые кальцием и магнием, залечивались доломитом. В результате возникала характерная ассоциация гнездовидного доломита, гипса и тенардита в битуминозных породах, приуроченных к зоне разломов».

Такая особенность пустотного пространства трещин, безусловно, может снижать их проницаемость, причём – по-разному на различных участках. Фильтрационные пути по трещинной системе становятся более запутанными и извилистыми.

Кроме того, и сжимаемость такой среды, с частичным заполнением трещин различными минералами и органическим веществом, будет намного меньше, чем для среды со свободным пустотным трещинным пространством (смотри ниже, п. 3.9).

3.8. Механические свойства пород БС

Очевидно, что, говоря о появлении в породах БС трещин, нельзя, хотя бы и кратко, не рассмотреть механические свойства пород и степень их пространственной неоднородности. Последнее, естественно, вытекает из пространственной неоднородности их компонентного (вещественного) состава. Очевидно, что для моделирования разработки, связанного с механическим воздействием на породы БС (ГРП, растрескивание при тепловом воздействии), **необходимо иметь модель пространственной неоднородности механических свойств пород БС.**

Данный пункт посвящён краткому обзору ряда сведений по этому вопросу. В основном, как и в других частях обзора, рассмотрение проводится с точки зрения моделирования этого объекта при прогнозировании его разработки.

Для удобства читателя ряд определений и характерных величин некоторых упругих параметров пород, обсуждаемых ниже, приведён в **Приложении 10**.

3.8.1. Механические свойства ОВ в скелете пород БС

Одной из основных особенностей пород БС является наличие в его скелете твёрдого ОВ (керогена) – смотри **пп. 5.1.3 и 5.1.4**. Поэтому понятен интерес исследователей к определению параметров такого ОВ, в том числе, механических. Сложность задачи состоит в том, что кероген не залегает в породе в виде значительных сплошных участков или пластов (как уголь),

поэтому определение его механических свойств приходится производить достаточно сложными способами.

Кроме того, как следует из материалов **Части V**, кероген в процессе геологической эволюции претерпевает значительные изменения – «созревание керогена» (смотри **пп. 5.1.1—5.1.4**), что, естественно, отражается на всех его свойствах. Такое – термобарическое – преобразование (в течение геологического времени) приводит к изменению и химического, и фазового состава ОВ, его плотности, всех физических параметров, включая механические. Этот вопрос изучался для сланцевых пород США, и полученные данные могут дать представление о порядках величин и степени изменения механических свойств пород при созревании ОВ и в баженовской свите.

Отличительной особенностью ОВ в породах БС является то, что в разных частях залежи и в разных стратиграфических интервалах разреза ОВ находится на разной стадии термобарического преобразования (смотри **Часть V**, **пп. 5.4 и 5.5**), **и соответственно, будет обладать разными физическими свойствами, что также необходимо учитывать при моделировании разработки.**

При ТГВ такие температурные изменения вызываются целенаправленно (смотри **Введение** и обзоры [68, 69, 365]). Следовательно, изменение механических параметров пород БС (и керогена, как их составной части) при температурном воздействии также весьма важно для моделирования ТГВ, что кратко рассмотрено ниже.

3.8.1.1. Механические свойства керогена на ранних стадиях его эволюции

Один из возможных подходов для изучения механических свойств твёрдой части ОВ (керогена) на ранних стадиях его эволюции (об эволюции керогена смотри **Часть V**, **пп. 5.1.1—5.1.4**) применён в работе [578]. **Акустическим методом** измерен модуль объёмной упругости керогена, полученного из девяти образцов месторождения горючих сланцев Green River. Кероген всех образцов принадлежал к типу I (смотри **п. 5.1.3**). Образцы были разделены на две группы: пять составили первую группу – они отличались светло-коричневым цветом и были слабо маслянисты; вероятно, они находились на более ранней стадии преобразования ОВ. Цвет четырёх остальных варьировал от тёмно-коричневого до чёрного, и они были более маслянисты, чем образцы первой группы. Вероятно, они находились на более поздней стадии преобразования ОВ [578].

Кероген, извлечённый из образца, представлял собой порошок, который прессовался и формовался в специальном контейнере, размер которого примерно соответствовал размеру образцов керна. Полученные прессованные образцы исследовались на акустической установке, измерявшей скорости продольных и поперечных волн при одноосном нагружении образцов.

Такие измерения проводили на сухих образцах, а также после их насыщения водой.

Сравнивая вес образцов при разном насыщении, определяли пористость **φ** образцов**.** Оценку модуля объёмной упругости $\mathbf{K_f}$, проводили, используя соотношение Гассмана (F. Gassmann, 1951):

$$\mathbf{K_{sat}} = \mathbf{K_{dry}} + \frac{n^2}{\frac{n-\varphi}{K_m} + \frac{\varphi}{K_f}}$$

где $\mathbf{K_{sat}}$ **,** $\mathbf{K_{dry}}$**,** $\mathbf{K_m}$ – модули объёмной упругости насыщенного и сухого образца (пористости **φ**) и керогена, соответственно. Величина **n –** параметр Био (смотри **п. 6.5.3.1**) – равна:

$$\mathbf{n = 1 - K_{dry} / K_m.}$$

Это соотношение хорошо применимо для разных горных пород, предполагалось, что оно также применимо и к случаю порошка керогена, насыщенного жидкостью.

Помимо соотношения Gassmann использовались и классические предельные оценки: по формуле Reuss, дающей верхнюю оценку для $\mathbf{K_m}$**,** и по формуле Voigt, дающей нижнюю оценку.

Все полученные оценки модуля объёмной упругости керогена лежали в пределах 3,5—5,0 ГПа.

Выполненная оценка **модуля сдвига керогена** показала, что он равен примерно половине модуля объёмной упругости, то есть **примерно 1,8—2,5 ГПа.**

Следует подчеркнуть, что акустический метод достаточно неточен, ошибка может достигать 30—100% (смотри Приложение 10). Поэтому полученные данные следует рассматривать только как ориентировочные.

В работе [580] приводятся достаточно близкие к указанным параметры керогена: **модуль объёмной упругости** $\mathbf{K_m}$**= 2.9 ГПа, модуль сдвига = 2.7 ГПа.**

В работе [579] изучали механические свойства керогена и породы в целом иными способами. Изучение проведено с использованием ряда методов, имеющих **нанометровое разрешение** и включающих в себя масс-спектрометрию вторичных ионов (nanoscale secondary ion mass spectrometry, nanoSIMS), **изучение деформации исследуемого микрообъёма при прецизионном локальном вдавливании твёрдосплавной иглы в образец (nanoindentation)**, а также сканирующую электронную микроскопию (SEM) и анализ керогена методом Rock-Eval (об этом методе смотри **Приложение 4**).

Метод **nanoindentation** заключается в периодическом вдавливании индентора и измерении нагрузки, необходимой для его вдавливания и извлечения [575]. Метод позволяет определить модуль Юнга (**E)** образца по

результату измерения (называемому кажущимся модулем Юнга) $\mathbf{E_r}$, если известны модуль Юнга $\mathbf{E_i}$ и коэффициент Пуассона $\boldsymbol{\mu_i}$ материала индентора, а также коэффициент Пуассона образца $\boldsymbol{\mu}$ [575]:

$$\mathbf{E} = \frac{\mathbf{1} - \boldsymbol{\mu}^2}{\mathbf{1}/_{\boldsymbol{E_r}} - (\mathbf{1} - \boldsymbol{\mu_i^2})/\boldsymbol{E_i}}.$$

Величина $\boldsymbol{\mu}$ влияет на значение модуля Юнга **E** достаточно слабо**,** но для большей корректности в работе [575] предлагается использовать только величины $\mathbf{E_r}$, которые в работе [575] названы «кажущимися».В принципе данным методом может быть оценена и твёрдость, и хрупкость образца [575].

Используя данные SEM и nanoSIMS, отбирали образцы, богатые керогеном. Данные nanoSIMS позволили оценить характер распределения вторичных ионов $\mathbf{H^-}$, $\mathbf{C^-}$, $\mathbf{O^-}$, которое в исходном образце оказалось достаточно равномерным по объёму. Отношение концентраций ионов $\mathbf{H^-}$ / $\mathbf{O^-}$ и $\mathbf{O^-}$ / $\mathbf{C^-}$ находились в пределах (1,40 $\pm$ 0,86) – (1,69 $\pm$ 0,61); (0,77 $\pm$ 0,72) – (1,04 $\pm$ 0,44) соответственно.

По данным измерения (методом nanoindentation) механических свойств не подвергавшегося никаким специальным воздействиям керогена модуль объёмной упругости $\mathbf{K_m}$ равен $\mathbf{3{,}11 \pm 0{,}23}$ ГПа, что в целом согласуется с результатами работы [578]**. Однако следует помнить, что данные этого метода также весьма не точны, как и акустического.** Причина в том, что для интерпретации результатов **nanoindentation** необходимо независимо определять величину коэффициента Пуассона у исследуемого материала [575], который для керогена известен лишь приблизительно, а для конкретного его микрообъёма не известен вообще. Поэтому определяемую при таком эксперименте величину модуля упругости и назвали **«кажущейся»** [575], – и её целесообразно использовать в основном для определения относительных изменений модуля упругости, полученных при различных условиях. Но и здесь мы не можем быть уверены, что коэффициент Пуассона остаётся постоянным при изменении условий измерения. Например, при нагреве керогена.

3.8.1.2. Механические параметры ОВ в скелете пород, сходных с породами БС, на поздних стадиях созревания ОВ

Качественная картина изменения механических свойств ОВ на разных стадиях его созревания

В основном изучение температурных изменений механических свойств керогена проводили с целью определить их изменение при различных стадиях

термического преобразования керогена («созревания») в катагенезе (о созревании керогена смотри подробнее **п. 5.6.3**).

Сложность оценки изменения механических свойств состоит в том, что в процессе природного термического преобразования («созревания») ОВ наблюдаются изменения не только его химического состава, но и структуры, текстуры; появляются поры, заполненные жидкими УВ, трещины. Всё это отражается и на механических свойствах ОВ, а тем самым – и на механических свойствах породы в целом.

В **непреобразованном ОВ** его структура такова, что оно может быть названо «принимающим на себя часть нагрузки» (load-bearing), в каком-то смысле наравне с зёрнами твёрдых минералов – кварца, кальцита и тому подобное [586].

При увеличении температуры происходит деструкция больших молекул ОВ, образуются жидкие УВ (смотри подробнее **Часть V**, **п. 5.6**). По мере созревания ОВ в той части ОВ, которая не успела преобразоваться в УВ («остаточное ОВ»), увеличивается содержание ароматических соединений, структура остаточного ОВ упорядочивается.

При дальнейшем повышении температуры жидкие ОВ преобразуются в газ, число пор с жидкими УВ увеличивается, возникает избыточное давление. Остаточное ОВ приобретает губчатую структуру и в основном заполняет пустоты минеральной матрицы. Структура остаточного ОВ становится более плотной, частицы ОВ – более упругими.

В работе [586] особо обращается внимание на необходимость учёта этих изменений при термолизе ОВ в случае оценки механических свойств керогена и породы в целом. Для определения упругих модулей находящегося на разных стадиях созревания керогена предлагается на конкретном изучаемом объекте поводить комплексное исследование образцов рядом методов с высоким разрешением: атомно-силовой микроскопии, прецизионного локального вдавливания твёрдосплавной иглы в образец (**nanoindentation**), растровой электронной микроскопии и иными способами.

На завершающей стадии созревания остаточное ОВ вообще превращается в графит (смотри **п. 5.6.3**).

Фактически на поздних стадиях созревания взаимодействие остаточного ОВ и минеральной матрицы значительно ослабевает, и остаточное ОВ может лишь заполнять матричные пустоты, что хорошо видно на **рис. 3.8.1** [586]. Включения ОВ при 20°С в значительной степени контактируют с матрицей и могут принять на себя часть приложенной к породе нагрузки. При более высокой температуре размер частичек остаточного ОВ становится намного меньше диаметра исходного включения, и такие частички лишь заполняют часть объёма пустот матрицы [586].

Поэтому на разных стадиях созревания механическая модель содержащегося в породе ОВ оказывается разной [586]. Один из предлагаемых вариантов показан на **рис. 3.8.2**.

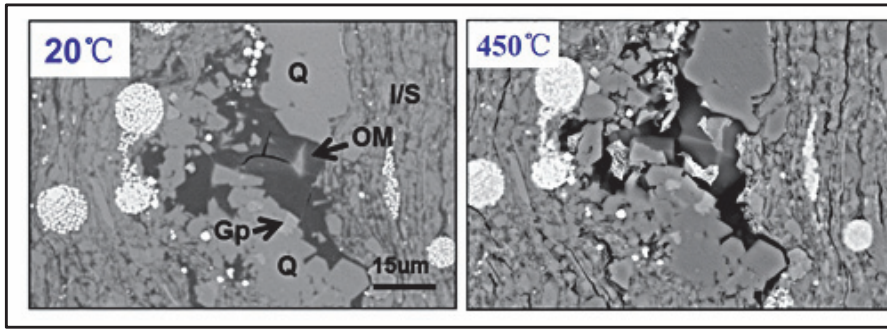


Рис. 3.8.1. Структура ОВ до (a) и после (b) термолиза при подъёме температуры с 20 до 450°С [586]; ОМ – органическое вещество,**Q**– кварц, **I/S** – иллит/смектит

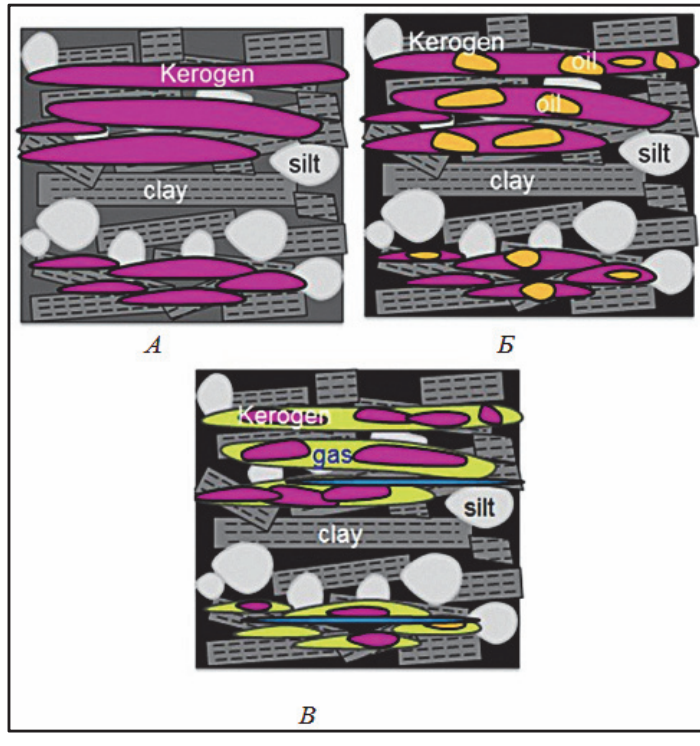


Рис. 3.8.2. Предлагаемые модели ОВ в сланце на разных стадиях созревания ОВ [586]; **А** – на стадии начала созревания, **Б** – на стадии зрелости, **В** – на стадии завершения созревания;
обозначения: *фиолетовый* – кероген, *жёлтый* – нефть в керогеновых порах, *светло-зелёный* – газ на стадии завершения созревания, *серый* – глина, *чёрный* – алевролит

Результаты экспериментальных работ

В работе [579] после определения **начальных** механических параметров твёрдого ОВ (керогена), изложенных в **п. 3.8.1.1** (вариант **А** на рис. 3.8.2) изучали их изменение при искусственном созревании.

Для того чтобы вызвать образование жидких битумоидов и керогеновых пор (о керогеновых порах смотри **пп. 4.1.4.3 и 5.1.4**), образец подвергался термолизу в условиях, приближенных к условиям «нефтяного окна» месторождения Green River (определение «нефтяного окна» смотри в **п. 5.1.4**).

По данным электронной микроскопии (SEM) в керогене обнаружены поры, появившиеся после термолиза (об этом подробнее смотри **пп. 4.1.4.3** и **5.1.4**); схематически они показаны на **рис. 3.8.2, Б**. **Измеренное после термолиза значение модуля объёмной упругости K_m в твёрдом керогене оказалось равным $3{,}65 \pm 0{,}67$ ГПа, то есть в данном конкретном случае в результате термолиза заметного изменения в величине упругого модуля керогена не произошло.**

Тем не менее на основании полученных данных в работе [579] оценено, что в общем случае в зависимости от числа появляющихся пор и их формы **после термолиза изменения упругих свойств керогена могут быть гораздо более значительны, чем получено в данном эксперименте, и могут составить от 6% до 44%.**

Это может вызвать снижение величины K самой породы в целом – на 2% и 5% соответственно.

Тем же методом – **изучения деформации выбранного микрообъёма при прецизионном локальном вдавливании твёрдосплавной иглы в образец (nanoindentation) исследовались образцы сланца месторождения Bakken [575]** в сочетании с электронной микроскопией с фокусированным ионным пучком (FISEM). **Получены карты распределения кажущихся величин модуля Юнга по трём площадкам (размером 5×5 мкм каждая)** для каждого из исследованных образцов, которые были отобраны из зон с разной степенью преобразованности ОВ.

Методика исследований позволила определить **кажущуюся** величину модуля объёмной упругости различных микрокомпонент сланца, в том числе, и самого керогена.

После этого образцы подвергали искусственному термолизу. Для этого их помещали в реактор высокого давления объёмом 1 литр, в который заливали 450 мл деионизировнной воды. Оставшийся объём заполняли аргоном. Реактор нагревали до 350°C и выдерживали при этой температуре 72 часа, после чего образцы охлаждали до комнатной температуры.

В результате экспериментов получено, что решающее влияние на кажущуюся величину модуля Юнга керогена оказывает именно степень зрелости керогена. Если для непреобразованного керогена кажущаяся величина модуля Юнга составляет 15—20 ГПа, то для образца,

преобразованного до условий нефтяного или газового окна, она равна 7—12 ГПа. Это хорошо видно из сравнения распределений величин кажущегося модуля упругости микрообъёмов керогена, измеренных на преобразованном и непреобразованном образцах (смотри **рисунки 3.8.3** и **3.8.4**).



Рис. 3.8.3. Статистическое распределение кажущихся величин модуля Юнга по трём площадкам на срезе образца сланца месторождения Bakken [575]. ***Наименее преобразованный образец*****;** TOC = 17,7%; HI = 633 (мг УВ/г TOC), максимальная измеренная пористость = 3,7%; максимальная удельная поверхность по методу БЭТ равна 5,6 м^2/г



Рис. 3.8.4. Статистическое распределение кажущихся величин модуля Юнга по трём площадкам на срезе образца сланца месторождения Bakken [575]. ***Наиболее преобразованный образец*****;** TOC = 12,5%; HI = (мг УВ/г TOC), максимальная измеренная пористость = 6,3%; максимальная удельная поверхность по методу БЭТ = 28,8 м^2/г

То есть, по этим данным, модуль упругости керогена в процессе термолиза может уменьшиться до 2 раз (!). Отметим, что качественно сходные результаты получены как на поверхности, так и в сечении образцов [575].

Автор цитируемой работы объясняет такое поведение появлением за счёт термолиза ОВ керогеновых пор, заполненных жидкими УВ [582], то есть переходом от варианта **А** на **рис. 3.8.2** к варианту **Б** того же рисунка.

Количественно сопоставить эти данные и цитированные ранее – видимо, невозможно: как из-за несходства методик измерений, так и из-за неизвестных различий в величинах коэффициента Пуассона разных микрообъёмов, к тому же, исследованных в разных условиях.

Расчётные схемы определения параметров ОВ, находящегося на разных стадиях его созревания

Различные методы экспериментального определения механических параметров ОВ, в том случае, когда оно состоит из резко отличающихся по своим свойствам различных фаз, недостаточно эффективны. Поэтому в случае, когда фазовый состав ОВ отличается сильной неоднородностью, для определения механических параметров ОВ в ряде работ применяются расчётные схемы. Именно такой подход применён и в работе [581]. Изменение состава ОВ в зависимости от степени зрелости, отражённое на **рис. 3.8.2**, учитывали введением соответствующего компонентного (и фазового) состава ОВ, а механические параметры такого композитного материала уже рассчитывали методами теории эквивалентных сред (о них смотри ниже **п. 6.5.2**). То есть ОВ в скелете не рассматривалось как однофазная среда, а как многофазный композит. Это отличает такое исследование от предыдущих, задачей которых было изучение керогена, либо не преобразованного, либо на ранних стадиях созревания, когда он представлен или чисто керогеновой фазой, или с наличием в нём пор, заполненных жидким УВ (то есть варианты **А** и **Б** на **рис. 3.8.2**).

В работе [581]рассматривались три уровня зрелости ОВ (смотри также **п. 5.1.4**):

стадия начала созревания ОВ (отражательная способность витринита $\mathbf{R_0} < 0{,}6$); при нагреве ОВ до температуры свыше 50°С ОВ образуется нефть и немного газа;

стадия зрелости ОВ (отражательная способность витринита $0{,}6 < \mathbf{R_0} < 1{,}3$); при нагреве до температуры выше 110°С образовавшаяся ранее нефть может за счёт термодеструкции преобразоваться в газ;

стадия завершения созревания ОВ (отражательная способность витринита $\mathbf{R_0} > 1{,}3$); на этой стадии, то есть при нагреве до температуры свыше 180°С, образовавшийся ранее твёрдый углеродистый остаток может преобразоваться в газ и графит.

Принципиальная схема, показанная на **рис. 3.8.2**, была в [581] несколько детализована.

Органическое вещество в сланце считалось смесью двух компонентов: а) твёрдой части; и б) «керогеновых пор» в ОВ (смотри **п. 4.1.4.3**),сосредоточенных в керогене и/или углеродистом остатке. В свою очередь, твёрдая часть ОВ предполагалась также составной средой, представленной разными количествами керогена, углеродистого остатка (смотри **п. 5.6.3.2**) и графита. Поры заполнены на ранних стадиях созревания жидкими УВ, а на поздних – газом (смотри **п. 5.3.1**), что показано на **рис. 3.8.5**.

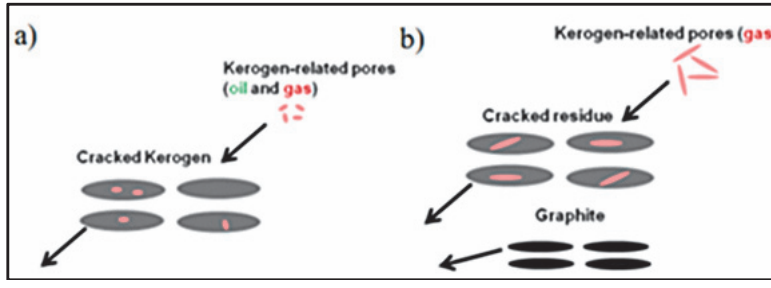


Рис.3.8.5. Модель состава ОВ на ранних (a) и завершающей (b) стадиях созревания керогена [581]

Объёмные содержания фаз в рамках выбранной определённой модели созревания ОВ были взяты из опубликованных данных. Параметры керогена (на разных стадиях зрелости), графита (на завершающей стадии), смеси УВ и газа также взяты из различных литературных источников.

Итоговые параметры ОВ, использованные для дальнейшего моделирования механических свойств породы в целом, приведены в **таблице 3.8.1** [581].

Стадия зрелости	Характер УВ в порах керогена	Модуль объёмной упругости керогена, ГПа	Модуль сдвига керогена, ГПа	Аспектное отношение пор в керогене	Плотность г/куб.см
начальной зрелости	Нефть	3,5	1,75	0,5	1,1
зрелости	Нефть и газ	5	2,5	0,2	1,26
завершения созревания	Газ	7,98	4,18	0,1	1,34

Таблица 3.8.1. Параметры ОВ разной стадии зрелости, принятые в работе [581]

Как мы видим, в работе [581] изменение параметров ОВ с ростом степени его созревания принято прямо противоположным тому, которое

экспериментально получено в работе [575] – рост степени зрелости приводит к увеличению модуля упругости в два раза (!).

Различие, по нашему мнению, связано с разными уровнями термодеструкции керогена: экспериментально достигнутого в работе [575] и принятых в работе [581]. В последней работе рассмотрено преобразование керогена практически до его полной углефикации. Разумеется, если учитывается и такое глубокое преобразование (категорически нежелательное при ТГВ), то структура ОВ на завершающей стадии созревания имеет мало общего с начальной структурой, и механические параметры соответствуют скорее твёрдым веществам – углю и графиту, что более характерно для высокотемпературного процесса горения при ВПГ. В работе же [575] осуществлён достаточно «мягкий» термолиз при сравнительно невысокой температуре и в течение не слишком продолжительного времени.

При этом кероген размягчается, становится более пластичным. Это несколько ближе к варианту начального прогрева породы перед фронтом окисления при ТГВ.

Видимо, по этой же причине в работе [605] в породах месторождения Barnett отмечено возрастание степени хрупкости породы, снижение величины предела прочности на разрыв, повышение вероятности образования в породе природных трещин с ростом параметра содержания органического углерода (TOC). Утверждается даже, что сланцеподобные породы можно разбить на ряд классов по вероятности образования природных трещин в зависимости от величины TOC. По нашему мнению, такие выводы об изменении механических свойств породы с ростом TOC связаны не с возрастанием количества органического вещества, а с изменением состава и механических свойств керогена на поздних стадиях созревания, что также отражается на значении TOC, но в действительности более заметно по значениям других параметров метода Rock-Eval.

Параметры керогена на разных стадиях зрелости, приведённые в **таблице 3.8.1**, приняты и в работе [586], и в ряде других работ (смотри подробную библиографию в [586]).

Несмотря на значительный разброс оценок механических параметров ОВ в скелете породы, разнице в методике исследований, режимах нагрева, характере образцов пород, – главный вывод состоит в том, что механические параметры самого керогена будут изменяться при термолизе. И, судя по приведённому материалу, весьма значительно.

3.8.1.3. Выводы по разделу 3.8.1

Из этого весьма краткого обзора можно сформулировать ряд выводов:

1. Ещё до начала ТГВ механические параметры пород БС в той или иной степени должны варьировать и по площади, и по вертикали, – по крайней мере, в соответствии с пространственным распределением

степени катагенеза ОВ, то есть в соответствии с распределением основных показателей метода Rock-Eval (смотри **пп. 2.4—2.6**, **5.4.1**).

2. При закачке воздуха, инициировании экзотермических реакций и нагреве породы - механические параметры ОВ в скелете породы будет существенно меняться, что должно быть одной из причин изменения параметров пород БС в целом, наряду с иными причинами (смотри **п. 4.2.5**).

При этом можно ожидать, что изменение параметров керогена (и пород БС в целом) с ростом температуры может быть немонотонным – при малой степени нагрева кероген становится более пластичным, его модуль Юнга уменьшается, вызывая уменьшение модуля Юнга породы. При значительном нагреве, наличии деструкции керогена, уменьшении его объёма и повышения твёрдости остатка ОВ - сжимаемость керогена и породы возрастает.

3. Величину модуля упругости **непреобразованного керогена** ориентировочно можно принять равной 3,0 – 3,5 ГПа, а модуля сдвига – примерно 1,7—2.5 ГПа.

4. При повышении степени термической зрелости ОВ одной из причин изменения величины модуля упругости самого керогена может быть увеличение в керогене числа и суммарного объёма замкнутых пор, заполненных жидкими битумоидами и УВ газами, возникшими в результате термодеструкции керогена.

Соответствующее изменение модуля упругости керогена может составить от единиц процентов до примерно 40%; в свою очередь, это может привести к изменению модуля упругости породы в целом ориентировочно до 5%.

5. Экспериментальные работы, в которых изучается влияние стадий преобразования ОВ в скелете пород на механические свойства пород, в целом ведутся (в США), и на наш взгляд, установлена важность этого эффекта и необходимость его учёта при оценке механических свойств пород БС. В результате этих исследований пока ещё не сформулирован алгоритм или методика учёта степени зрелости ОВ в скелете породы при оценке механических свойств пород БС в целом.

Но встречающиеся высказывания [769], что исследования в этом направлении «пока носят изыскательно-фундаментальный характер и далеки от практических нефтегазовых приложений», представляются не вполне корректными.

6. Насколько можно судить по опубликованным данным, детальных работ по исследованию затронутых в пункте вопросов для пород БС не проводилось (в обзоре [769] такие эксперименты названы нано-химико-механическими). Эти эффекты в дальнейшем должны быть тщательно

исследованы для различных пород БС, образцов ОВ с разной степенью природной зрелости и режимов нагрева, встречающихся при ТГВ.

3.8.2. Механические свойства пород, сходных с породами БС

Опубликованные экспериментальные данные по механическим свойствам пород БС достаточно немногочисленны. Поэтому для получения качественного представления о порядке их величины и основных зависимостях от разных факторов целесообразно рассмотреть некоторые сведения о механических параметрах пород, сходных с породами БС:

а) горючих сланцев и

б) обогащённых органикой отложений «сланцевого газа» и «сланцевой нефти».

3.8.2.1. Данные о механических параметрах горючих сланцев

Данные ранних определений механических параметров горючих сланцев

Параметры прибалтийских горючих сланцев определялись много лет тому назад, но на поверхности, в атмосферных условиях [391, 393] (смотри **таблицы 3.8.2** и **3.8.3**). Тем не менее эти измерения дают некоторое представление о порядке величин, которые могут встретиться при изучении и пород БС.

Показатели		Средние значения по породам	
		Горючий сланец	Известняк
Плотность, кг/м^3		1860	2520
Пористость, %		19	10
Средняя прочность на сжатие, МПа	сухие	24	75
	при естественной влажности	29	70
Средняя прочность на растяжение при естественной влажности, МПа		2,2	4,8
Модуль Юнга, ГПа		19	29
Модуль сдвига, ГПа		72	90
Коэффициент Пуассона		0,25	0,25
Средняя скорость акустических волн, м/сек	продольные	1120	3670
	поперечные	640	2050

Таблица 3.8.2. Средние значения физико-механических параметров горючих сланцев Эстонского и Ленинградского месторождений СССР [393]

Образцы	Перпендикулярно напластованию	В направлении слоя
Сланец всех слоёв, кроме слоя **В**, воздушно-сухой	22,07—27,8	14,7—18,6
То же, водонасыщенный	13,0—22,8	73,6—12,8
Сланец слоя **В**, воздушно-сухой	38,8	–
Слои известняка, воздушно-сухие	49,0—73,6	–
Слой **В/А**, водонасыщенный	–	33,4—37,0

Таблица 3.8.3. Предел прочности на сжатие сланца и породных слоёв прибалтийских сланцев, МПа [391]

Некоторые результаты последующего изучения механических параметров горючих сланцев

Механические свойства пород, обогащённых ОВ, в частности, горючих сланцев, существенно зависят от количества и состава ОВ, являющегося составной частью скелета породы, а также от степени его природной зрелости.

В качестве комплексной характеристики таких пород, **учитывая их последующее искусственное термическое преобразование**, используется [617] понятие **качества породы (grade)**, оцениваемого по выходу жидких УВ при термолизе образцов пород в лабораторных условиях методом Фишера (смотри **Приложение 4**). При этом под качеством, в сущности, понимается возможный объём жидких продуктов термолиза ОВ, которые могут быть получены при естественном или искусственном нагреве породы, содержащей твёрдые ОВ в скелете.

В работе [617] по литературным данным установлены следующие общие закономерности механических параметров горючих сланцев:

– при комнатной температуре большинство рассматриваемых пород твёрдые и хрупкие, их свойства слабо зависят от давления;
– скорость возрастания нагрузки несколько влияет на величину предела прочности породы при сжатии: при низкой скорости породы разрушаются и при меньшем напряжении;
– рассматриваемые породы могут обладать той или иной степенью механической анизотропии, учитываемой в ряде моделей их механических свойств;
– рассматриваемые породы поперечно-изотропны: из-за слоистости строения прочность на разрыв минимальна в направлении, перпендикулярном плоскости напластования;
– величина модуля Юнга нелинейно увеличивается при возрастании давления обжима;
– степень пластичности возрастает с увеличением **качества породы (**то есть с увеличением количества ОВ и объёма жидких УВ, получаемых при термолизе);

– величина предела прочности на разрыв зависит от **качества породы**; она снижается с ростом содержания ОВ;
– считается, что корреляция изломостойкости (ударной вязкости) породы с **качеством породы** может быть как положительной, так и отрицательной, в зависимости от минерального состава скелета;
– величины как предела прочности при неограниченном сжатии, так и модуля Юнга уменьшаются с ростом **качества породы**;
– при комнатной температуре коэффициент Пуассона возрастает с ростом **качества породы**;
– **различия в механических параметрах пород не могут быть объяснены только их качеством: зафиксированы изменения, объясняемые скорее неоднородностью пространственного распределения свойств твёрдого ОВ (керогена).**

В работе [617] приводится обобщённая таблица механических параметров горючих сланцев из месторождений, расположенных на западе США при двух градациях качества породы (смотри таблицу 3.8.4).

Как видно из таблицы, кроме когезии, которая практически одинакова для обеих градаций породы по качеству, **все остальные параметры от качества породы зависят существенно**; несколько слабее зависимость предела прочности на разрыв.

Параметр	Единицы измерения	Низкий выход УВ при термолизе по Фишеру	Высокий выход УВ при термолизе по Фишеру
Содержание ОВ	% объём.	20	50
Выход УВ	литр/т	63	210
Минералогическая плотность	г/см^3	2.4	1.8
Пористость	%	0	0
Модуль Юнга	ГПа	16	4,5
Предел прочности при неограниченном сжатии	МПа	125 ± 25	50 ± 30
Коэффициент Пуассона		0,2	0,35
Угол внутреннего трения горной породы	градусы	40.5 ± 0,5	20
Когезия	МПа	28 ± 7	28 ± 7
Предел прочности на разрыв	МПа	13 ± 1	9,5 ± 1,5

Таблица 3.8.4. Механические параметры горючих сланцев, измеренные при комнатной температуре для двух уровней качества породы, оцениваемого по результату термолиза методом Фишера [617]

Зависимость предела прочности при неограниченном сжатии и модуля Юнга от качества породы показана на **рисунках 3.8.6** и **3.8.7**.

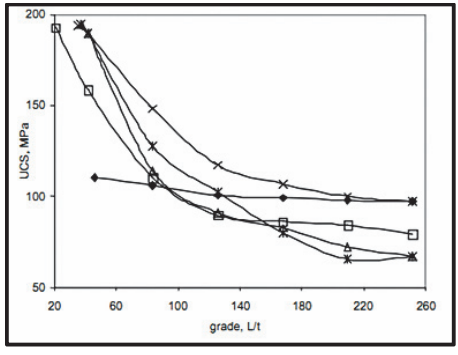


Рис. 3.8.6. Зависимость предела прочности при неограниченном сжатии от качества породы (выхода жидких УВ при термолизе по Фишеру) [617]

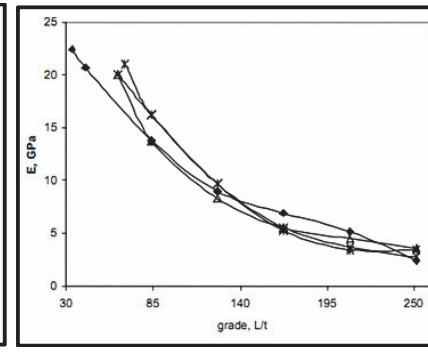


Рис. 3.8.7. Зависимость модуля Юнга от качества породы (выхода жидких УВ при термолизе по Фишеру) [617]

3.8.2.2. Экспериментальные данные о механических параметрах пород, слагающих залежи сланцевых углеводородов

Согласно работе [575] модуль Юнга большинства минералов в породах, слагающих залежи сланцевых углеводородов, составляет порядка 40 ГПа, за исключением керогена и глин. Для глин значение модуля Юнга составляет менее 15 ГПа, данные по керогену – смотри п. 3.8.1.

В работе [575] при исследовании параметров пород, слагающих месторождение Bakken, *методом nanoindentification* подтверждена вполне очевидная зависимость параметра Юнга от содержания мягких пород: получено **уменьшение кажущегося модуля Юнга**: примерно с 35 до 20 ГПа (то есть на 45%) при **увеличении содержания мягких компонент породы примерно с 45 до 70 объёмных процентов** (то есть на 56% относительных). За объём мягких материалов принималась величина, равная (2 TOC + содержание глины) , то есть фактически суммарное содержание глины и ОВ.

Эта зависимость более детально исследована в работах [588, 589], в которых изучали образцы сланцевыхпород четырёх газовых месторождений: Barnett, Haynesville, Eagle Ford, Fort St. John Group; при изучении механической анизотропии использовались также образцы сланца Bossier/Haynesville. Образцы содержали минералы кварца, полевого шпата, пирита; карбонаты, глины и кероген (*что является одним из оснований говорить о схожести этих пород с БС*). Глинистые минералы представлены иллитом или смесью иллита и смектита; некоторых образцах присутствовали небольшие количества каолинита и хлорита, а также апатит, марказит

(полиморфная разновидность природного (поли)сернистого железа FeS_2) и барит (*что также соответствует сходству этих пород с БС*).

Лишь один образец представлял собой чисто карбонатную породу, остальные состояли из алевритовых зёрен в глинистой или глинисто-карбонатной матрице. Пористость карбонатного образца оценивалась на уровне 1—2%, остальных образцов – в пределах 3—9%.

Механические параметры пород изучали на цилиндрических образцах диаметром 2,5 см. Определяли статические деформации при нагружении образца и измерения P- и S-акустических волн [588, 589]. Образцы изготавливались так, чтобы ось цилиндра по отношению к плоскости напластования была либо параллельна («горизонтальные»), либо перпендикулярна («вертикальные»). Все эксперименты выполнялись, как правило, при комнатных температуре и давлении, на сухих образцах.

По результатам эксперимента **рост объёмного содержания глинистых минералов и ОВ приводит к уменьшению и величин модуля Юнга и скоростей P- и S- волн**, как и в иных работах. При этом модуль Юнга уменьшается примерно с 80 ГПа – при практически нулевом содержании глины и ОВ, до примерно 40 ГПа – при их объёмном содержании в 40%. (смотри **рис. 3.8.8**).

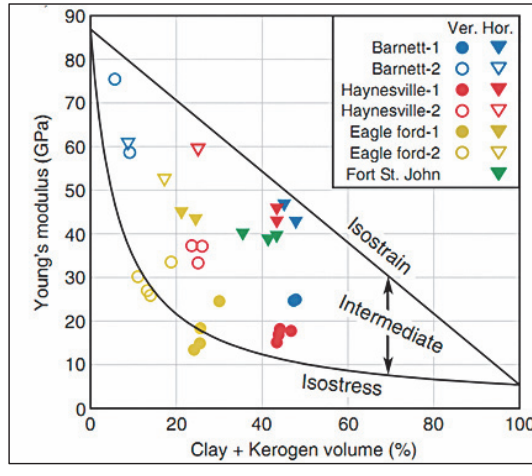


Рис.3.8.8. Зависимость измеренного модуля Юнга сланцевых пород ряда месторождений США от суммарного объёмного содержания глины и ОВ [588, 589]. *Цветом* показаны данные по образцам разных месторождений, *кружки* – образцы выпилены перпендикулярно напластованию, *треугольники* – образцы выпилены параллельно напластованию.
Цифры: группы образцов с меньшим (1) и большим (2) содержанием карбонатных минералов

Границы на рисунке рассчитаны для модели образца из двух компонент: мягкой – с **E** = 5,5 ГПа и жёсткой – с **E** = 86,9 ГПа [588, 589]. Нижняя расчётная граница (Reuss) – соответствует средней жёсткости образца, как гармонического среднего жёсткостей каждой компоненты. Верхняя расчётная граница (Voigt) – соответствует средней жёсткости образца, как арифметического среднего жёсткостей каждой компоненты.

Рост содержания кварца и карбонатных минералов приводит к увеличению жёсткости породы, что отмечено и в других исследованиях. Отмечена значительно бóльшая жёсткость горизонтальных образцов по сравнению с вертикальными образцами, что указывает на наличие заметной механической анизотропии.

Практически не обнаружено связи величины коэффициента Пуассона с составом образца; в среднем по всей совокупности образцов его величина составляет около 0,25. Но одновременно **наблюдается заметная анизотропия этого параметра:** коэффициент Пуассона горизонтальных образцов (в среднем равен примерно 0,3) значительно превосходит его величину в вертикальных образцах (в среднем равен примерно 0,2).

Изучение **анизотропии механических параметров** образцов показало, что с ростом содержания глинистых минералов и ОВ анизотропия возрастает (смотри **рис. 3.8.9**).

Авторы работ [588, 589] объясняют эту корреляцию двумя причинами: как упорядоченной ориентацией плоских глинистых минералов, образующих линзы, слойки, прослои, параллельные напластованию, так и анизотропией механических свойств самих минералов.

Результаты лабораторных измерений показали, что **пределы пластичности и прочности при хрупком разрушении изученных сланцевых пород зависят и от состава породы, и от анизотропии образца.** Наличие ползучей деформации обычно более заметно в образцах с бóльшим содержанием глины и ОВ, но её величина сильно зависит и от соотношения направлений приложенной нагрузки и плоскости напластования. Предел прочности при хрупком разрушении также зависит от содержания глины и ОВ; но была обнаружена и слабая анизотропия начальной хрупкой прочности породы.

Отметим, что вообще анизотропия пород, сходных с БС, отмечена по данным различных методов исследования: при испытаниях керна на трёхосном прессе; по результатам интерпретации микросейсмики; в результате анализа промысловых данных; по данным численного моделирования (смотри библиографию в работе [769]).

Несмотря на то, что и хрупкие, и пластические деформации имеют совершенно иную природу, нежели деформации упругие, обнаружена чёткая

корреляция с величиной модуля Юнга и предела прочности при хрупком разрушении, и предела пластичности.

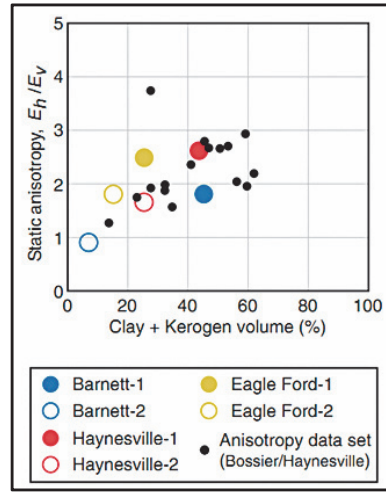


Рис. 3.8.9. Анизотропия механических свойств образцов сланца из нескольких газовых месторождений [588, 589]. По оси ординат – отношение величин модуля Юнга для образцов, выпиленных параллельно ($\mathbf{E_h}$) и перпендикулярно ($\mathbf{E_v}$) напластованию, по оси абсцисс – объёмное содержание глинистых минералов и керогена; *цветом* показаны данные по образцам разных месторождений; *кружки*: сплошные – образцы с меньшим (группа1) и пустые – образцы с бóльшим (группа 2) содержанием карбонатных минералов

По результатам экспериментов сделан вывод, что механические свойства образцов рассмотренных пород заметно различаются для образцов, взятых как из разных месторождений, так даже и из одного месторождения. При этом величины механических параметров существенно зависят как от состава образца, так и от анизотропии его текстуры.

Исследование пород несколько иных отложений месторождения Bakken проведено в работе [590]. Если отложения **верхнего и нижнего Bakken** представляют собой нефтематеринские породы, обогащённые ОВ, то отложения **среднего Bakken** – нефтенасыщенный доломитизированный алевролит.

Механические параметры пород **среднего Bakken** оценивали не по данным одного какого-то метода их определения, а по совокупности лабораторных исследований, литературных данных и результатам испытаний породы на разрыв закачкой (**diagnostic fracture injection test, DFIT**). Полученные результаты приведены в **таблице 3.8.5**.

Параметр	Значение
Модуль Юнга, ГПа	26
Коэффициент Пуассона	0,21—0,31
Коэффициент внутреннего трения	0,8
Коэффициент трения скольжения	0,6

Таблица 3.8.5. Некоторые механические параметры пород отложений, средний Bakken [590]

В работе [573] рассматривается возможная связь величины модуля Юнга с трещиноватостью пород-коллекторов сланцевой нефти или газа.

Наиболее перспективными газоносными сланцами являются те, которые обладают наибольшей вероятностью появления трещин – как за счёт природных условий, так и за счёт ГРП, то есть наиболее хрупкие разности.

Предлагается ряд критериев выявления таких хрупких пород:

– низкая глинистость, заведомо меньшая 35%;
– статический модуль Юнга выше 20,7 ГПа;
– характер корреляции статического и динамического модуля Юнга соответствует кластическим, а не глинистым породам (смотри **рис. 3.8.10**);
– порода более-менее однородна в масштабе керна, по крайней мере, не видно заметной микрослоистости; эта анизотропия может быть оценена по акустическим измерениям динамического модуля Юнга в двух направлениях: параллельно и перпендикулярно плоскости напластования; для перспективных, хрупких, образцов эта анизотропия обычно не превосходит 6%;
– по системе существующих или искусственно образованных в керне трещин газ может фильтроваться при всестороннем сжатии керна, соответствующем пластовым условиям, даже без закрепления пропантом.

В целом **наибольшей хрупкостью и возможностью существования природной и искусственной трещиноватости обладают породы с максимальными значениями модуля Юнга и минимальными значениями коэффициента Пуассона [573]. При обратном соотношении породы обладают сильной пластичностью и трещины в них не образуются, или они быстро залечиваются. Аналогичный вывод сделан и в работах [593, 594].**

Очевидно, что этот вывод должен быть справедлив и для пород БС, сходных с породами, рассмотренными в этом пункте.

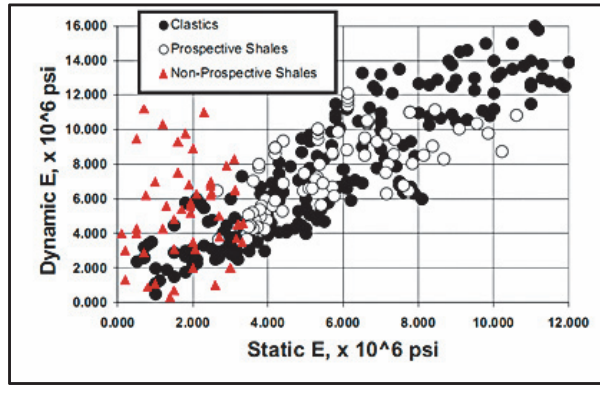


Рис. 3.8.10. Связь статического и динамического модулей Юнга [573];
чёрные кружки – кластические породы, *белые кружки* – перспективные сланцы, *красные треугольники* – неперспективные сланцы

3.8.2.3. Расчётные величины механических параметров пород, сходных с БС

Значительное число породообразующих компонентов, их вариации по площади и разрезу, а с другой стороны – достаточно ограниченный объём исследований керна приводят к необходимости разрабатывать и применять расчётные схемы оценки механических параметров пород. Физической и математической основой для такого моделирования является теория эффективных сред. Несколько более подробное изложение применяемой при этом методики приводится ниже в **п. 6.5.2**. В данном пункте ограничимся лишь кратким изложением результатов некоторых теоретических оценок основных механических параметров пород, в той или иной степени сходных с БС.

Как уже упоминалось выше, при катагенезе керогена генерация битумоидов сопровождается созданием в керогене замкнутых (по преимуществу) пор (подробнее смотри **п. 4.1.4.3**). Схематически это показано на **рис. 3.8.11** и **4.1.8** [290]. Вопрос о влиянии таких «керогеновых пор» на механические свойства исследовался теоретически, например, в работе [290] В этой работе по заданным величинам содержания керогена в породе (**K**) и величине керогеновой пористости φ_K **рассчитаны величины модуля Юнга и Пуассона всей породы, содержащей кероген и поры в нём.** Для расчёта этих параметров порода рассматривалась как среда, состоящая из глинистых и неглинистых минералов, керогена и содержащих битумоиды пор (смотри рис. 3.8.11); сформулированы и решены самосогласованные уравнения определения параметров эффективной среды; при этом предполагалось, что и сам кероген, и заполненные битумоиды поры имеют модуль сдвига, отличный от нуля.

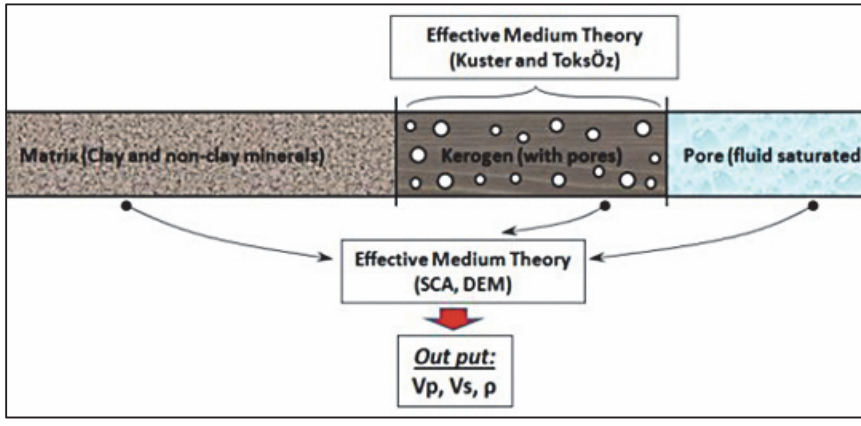


Рис. 3.8.11. Схема вычисления упругих параметров керогенсодержащей породы по теории эффективных сред [290]

На **рис. 3.8.12** приведены расчётные зависимости величин модуля Юнга (**a**) и коэффициента Пуассона (**b**) от содержания керогена и значения керогеновой пористости [290]. Как видно, **влияние содержания керогена более значимо, чем керогеновой пористости. Возрастание содержания керогена приводит к росту коэффициента Пуассона, тогда как увеличение керогеновой пористости мало сказывается на величине этого коэффициента.**

На **рис. 3.8.13** показаны расчётные зависимости плотности рассматриваемых пород и скоростей распространения в нём акустических P- и S-волн [290] от содержания керогена **K** и величины керогеновой пористости φ_K. Видно, что **все три параметра существенно уменьшаются при изменении K от 0 до 0,3 и φ_K от 0 до 0,5.** При этом **влияние содержания керогена намного больше, чем керогеновой пористости;** последнее заметно только при значениях **K,** превосходящих 0,1, как следует из **рис. 3.8.13**.

Аналогичный подход применён к моделированию пород и расчёту их механических свойств для пород месторождений Bakken, Marcellus, Barnett, Haynesville и Woodford Shale [592]. Основное внимание уделено расчёту зависимости скоростей акустических волн от состава пород и величины общей пористости. В частности, для месторождения Haynesville учитывалось наличие в породе: ОВ, кальцита, кварца, глины, пирита. Для моделирования применён один из вариантов теории эффективных сред (DEM). При расчётах содержание ОВ и пирита было фиксировано и составляло 7% и 1% соответственно. Распределение пор по размерам считалось нормальным, со стандартным отклонением, равным 0,1 от среднего значения.

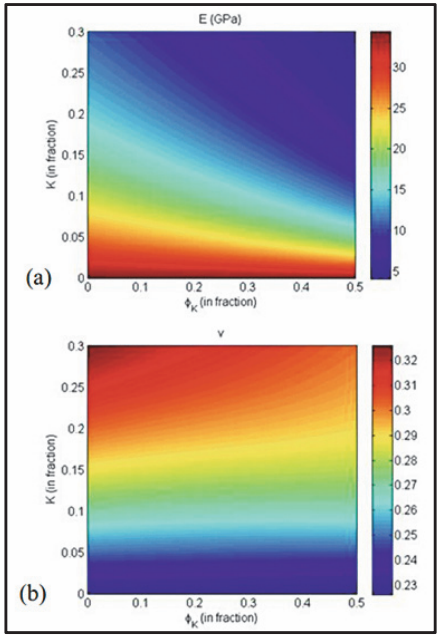


Рис.3.8.12.Расчётные зависимости величин модуля Юнга(a) и коэффициента Пуассона (b) керогенсодержащей породы от содержания керогена и значения керогеновой пористости [290]

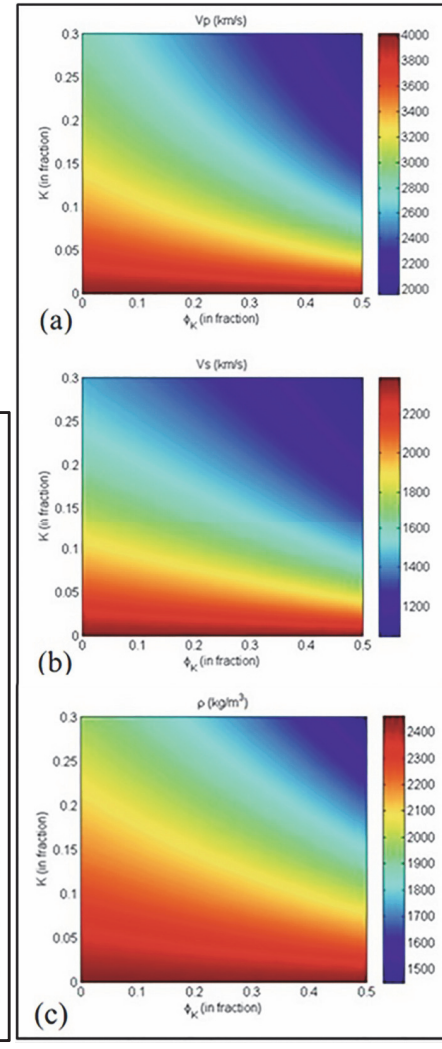


Рис. 3.8.13. Расчётные зависимости акустических скоростей (a и b) и плотности керогенсодержащей породы (c) от содержания керогена и керогеновой пористости [290]

Из рис. 3.8.14 видно, что механические параметры породы существенно меняются при изменении состава породы, как и следовало ожидать. Следовательно, построение пространственной модели распределения механических свойств пород БС должно опираться на результаты моделирования пространственного распределения их компонентного состава – глин, силицитов, карбонатов, ОВ, пирита – (смотри **Часть II**) **с учётом степени созревания ОВ.**

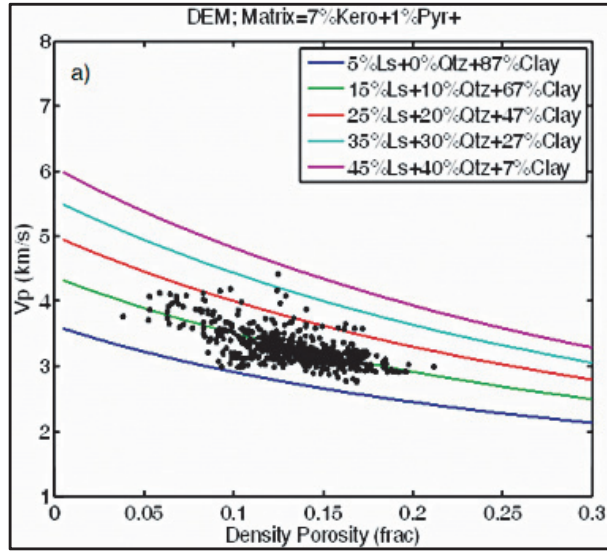


Рис. 3.8.14. Зависимость скорости акустической Р-волны от пористости для месторождения Haynesville, рассчитанная по теории эффективных сред [592];
Кривые соответствуют различным составам породы, *точки* – данные каротажа.
Условные обозначения: **Ls** – карбонаты, **Qtz** – силициты, **Clay** – глины; содержание керогена – 7%,пирита – 1%

3.8.2.4. Выводы по разделу 3.8.2

Приведённый краткий обзор работ по изучению механических свойств пород, сходных с БС, позволяет прийти к следующим выводам:

1. Несмотря на значительное различие пород (горючие сланцы, залежи «сланцевой нефти и газа» и тому подобное) пределы вариации величин модуля Юнга и коэффициента Пуассона у этих пород примерно одинаковы. Вероятнее всего, примерно в этом же интервале будут лежать и величины параметров пород БС.

2. **Увеличение содержания глинистых минералов и ОВ приводит к уменьшению: упругости, модуля Юнга, скоростей акустических волн.**

И наоборот – рост содержания кварцевых и карбонатных минералов приводит к увеличению модуля Юнга.

3. Коэффициент Пуассона намного слабее зависит от состава пород, чем модуль Юнга, но с ростом содержания глинистых минералов может возрастать анизотропия механических параметров, – в том числе, и коэффициента Пуассона.

4. **Чем выше величина модуля Юнга и ниже значение коэффициента Пуассона – тем выше хрупкость пород, и вероятность существования природных трещин и образования трещин ГРП.**

5. Все особенности и тенденции, отмеченные в **пп. 2—4** для пород, сходных с породами БС, скорее всего, будут справедливы и для пород БС.

6. Наличие керогеновой пористости влияет на значения основных механических свойств породы, но в гораздо меньшей степени, чем содержание самого керогена.

7. **Минеральный состав скелета породы существенно влияет на значения механических параметров пород, сходных с БС, в том числе – на плотность и скорости распространения акустических волн.**

8. **Механические свойства образцов пород, слагающих залежи сланцевых углеводородов, заметно различаются, как для образцов из разных месторождений, так даже и для образцов из одного месторождения. При этом величины механических свойств существенно зависят как от состава образца, так и от анизотропии его текстуры. Такой же закономерности следует ожидать и для пород БС.**

3.8.3.Механические свойства пород БС

Хотя результаты исследований механических параметров пород, сходных с БС (смотри **п. 3.8.2**), позволяют получить определённое качественное представление о порядке их величин и зависимости от содержания основных породообразующих компонентов, но, разумеется, необходимы определения этих параметров непосредственно для пород, слагающих баженовскую свиту. К сожалению, публикации по определению механических параметров пород БС не слишком многочисленны.

3.8.3.1. Механические свойства пород БС по данным исследований керна

Механические свойства пород БС исследовались В.П. Соничем в работе [225]. Согласно данным этой работы характерные значения модуля Юнга и коэффициента Пуассона составляют: $\mathbf{E}$ = 10,9—26,4 ГПа, $\boldsymbol{\mu}$ = 0,22—0,33, прочности на отрыв – 2,9—6,2 МПа, на сжатие – 16,5—51,6 МПа.

Скорости распространения продольных волн в вертикальном направлении примерно в 1,2—1,8 раз меньше, чем в горизонтальном направлении; в то время как модуль Юнга в горизонтальной плоскости

примерно в 1,5—1,7 раз превышает модуль Юнга вдоль вертикальной оси. По-видимому, породы БС по своим свойствам близки к трансверсально изотропной среде, – то есть среде, свойства которой в плоскости изотропии (в горизонтальной плоскости) одинаковы, а в вертикальном направлении вдоль оси изотропии – различны.

Одно из наиболее полных исследований механических параметров пород БС на керне проведено группой под руководством и при участии Г.А. Калмыкова [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386].

В этом исследовании получены следующие результаты:

– графические зависимости между деформациями и интенсивностью напряжений,
– характерные точки перехода от упругой деформации к остаточной упруго-пластичной деформации;
– характерные точки перехода от остаточной деформации к разрушению, значения предела прочности σ_{ic}, предела текучести σ_{is}, деформации объёма ε_v, зависимости $\varepsilon_v = f(\sigma_i)$.

Для иллюстрации некоторые из результатов, полученных в работах [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386], показаны на **рисунках 3.8.15—3.8.18** и в **таблицах 3.8.6** и **3.8.7**, соответствующих исследованным кернам из двух скважин, пробуренных на разных месторождениях баженовской свиты.

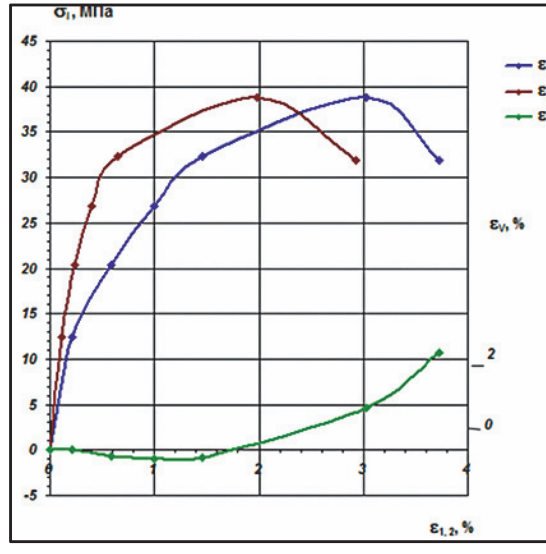


Рис. 3.8.15. Области упругой, упруго-пластичной и необратимой деформации, пределы прочности (σic), пределы упругости (σis), относительные деформации по длине, диаметру и объёму образца на типичном графике деформаций при неравномерном объёмном сжатии (σ1) [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386];

ε_1 – относительная деформация по длине образца, ε_2 – относительная деформация по диаметру образца, ε_v– общее изменение объёма образца при сжатии

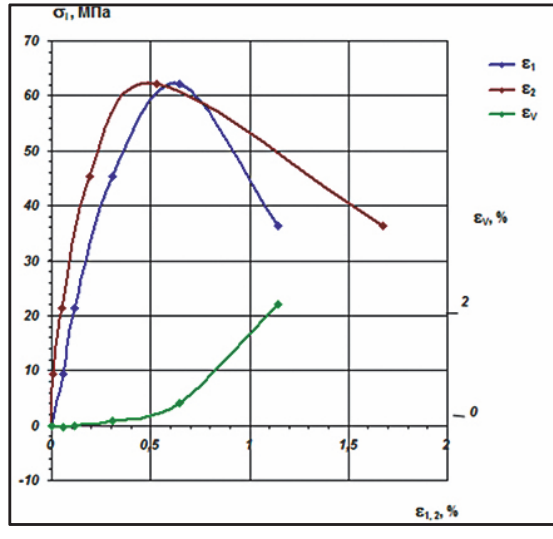


Рис. 3.8.16. Типовые графики деформаций при неравномерном объёмном сжатии [(σ_i) и $\sigma_{эфн}$ = 14,6 МПа] образца карбоната с радиоляриевой структурой [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]

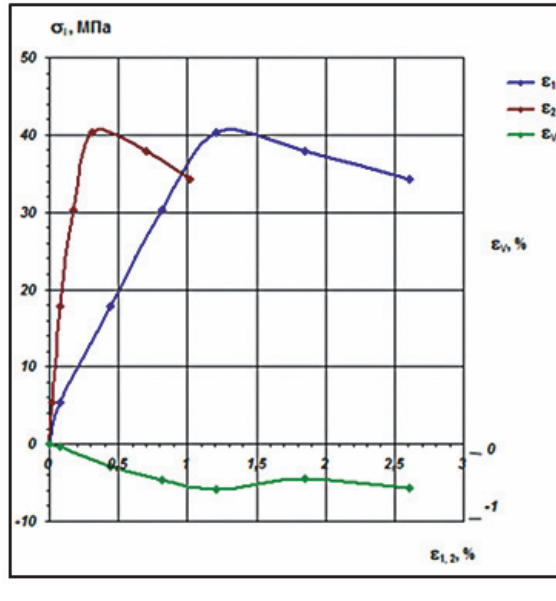


Рис. 3.8.17. Типовые графики деформаций при неравномерном объёмном сжатии [(σ_i) и $\sigma_{эфн}$ = 14,6 Мпа] образца кероген-глинисто-кремнистой породы [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]

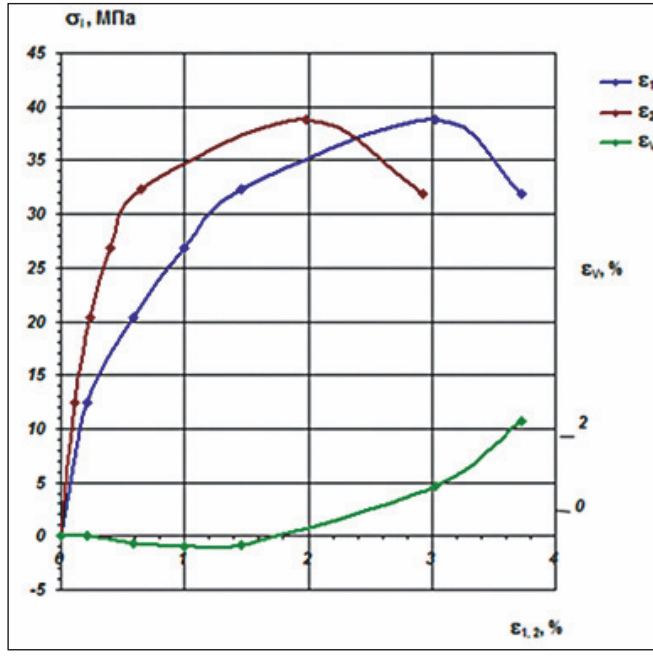


Рис.3.8.18.Типовые графики деформаций при неравномерном объёмном сжатии [(σi) и $\sigma_{эфн}$ = 14,6 Мпа] образца смешанной кероген-карбонатно-глинисто-кремнистой породы [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]

Величины	Предел прочности, МПа			Модуль Юнга, Е, ГПа			Коэффициент Пуассона		
Направление / Литотип	II	⊥	/	II	⊥	/	II	⊥	/
Г-Кр	42,37	44,00	29,00	5,59	6,05	1,29	0,22	0,20	0,17
Кер-Г-Кр	38,93	отс.	отс.	4,51	отс.	отс.	0,21	отс.	отс.
Крб-Кер-Г-Кр	42,00	31,00	отс.	5,07	4,46	отс.	0,18	0,15	отс.
Кр-Крб	77,60	76,10	70,70	9,83	6,79	9,90	0,19	0,07	0,24
Крб	61,40	49,60	57,40	12,99	7,09	10,29	0,26	0,22	0,17
Крб-Г-Кр	32,50	отс.	отс.	4,84	отс.	отс.	0,22	отс.	отс.

Таблица 3.8.7. Средние значения механических и прочностных характеристик цилиндрических образцов пород БС (скважина 2) [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]

Величины	Предел прочности, МПа			Модуль Юнга, E, ГПа			Коэффициент Пуассона		
Направление / Литотип	II	⊥	/	II	⊥	/	II	⊥	/
Г-Кр	59,67	47,00	36,00	5,24	3,37	7,02	0,24	0,13	0,24
Кер-Г-Кр	43,71	42,50	33,00	3,61	2,85	5,21	0,28	0,20	0,30
Крб-Кер-Г-Кр	39,68	45,50	43,33	3,11	3,19	3,40	0,31	0,28	0,31
Кр	77,50	отс.	отс.	6,61	отс.	8,36	0,14	отс.	отс.
Кр-Крб	75,67	93,00	96,00	10,23	10,09	11,00	0,24	0,16	0,19
Крб	77,50	62,00	60,00	14,10	7,22	12,45	0,17	0,21	0,32

Таблица 3.8.6. Средние значения механических и прочностных характеристик цилиндрических образцов пород БС (скважина 1) [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]

Примечание. Литотипы пород в таблицах: Кр – кремнистые, Крб-Кр/Кр-Крб – карбонатно-кремнистые, Крб – карбонаты, Кер-Г-Кр – кероген-глинисто-кремнистые, Кер-Кр – кероген-кремнистые, Крб-Г-Кр-карбонатно-глинисто-кремнистые, Керр-Крб-Г-Кр – кероген-карбонатно-глинисто-кремнистые.

Ориентировка: **II** – образец выпилен параллельно напластованию, ⊥ – образец выпилен перпендикулярно напластованию, / – под углом 45° к напластованию.

Исследования проводили на коллекции цилиндрических образцов керна (16х28 мм) по схеме Кармана, при трёхосном нагружении образца [386].

Результаты качественно соответствуют данным лабораторных и теоретических исследований механических свойств пород, слагающих месторождения сланцевого газа и нефти в США.

В итоге в работах [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386] сделаны следующие выводы:

1. Кремнистые и карбонатно-кремнистые породы БС относятся к хрупким, глинисто-кремнистые и кероген-глинисто-кремнистые – к более пластичным.

2. Параметры механических и деформационных свойств – как различных литотипов, так даже и одноименных литотипов, но в разных скважинах – сильно отличаются.

3. Максимальной анизотропией механических параметров, в том числе прочности, обладают микрослоистые разности, массивные литотипы более изотропны.

4. **На прочностные свойства пород прямое влияние оказывает содержание основных породообразующих компонентов**: кремнезёма, глинистых и карбонатных минералов, органического вещества. **Это же отмечено и для сходных пород (смотри [406], а также п. 3.8.2).**

5. Так как **кероген** обладает низкой механической прочностью и плотностью, то, при прочих равных условиях, чем больше содержится в породе ОВ, тем ниже её предел прочности (смотри также работу [406]). Наличием в породах керогена объясняется и тесная связь минералогической плотности пород с их прочностью.

6. **Глинистые минералы** на прочность пород оказывают влияние, аналогичное керогену, что соответствует результатам, полученным для сходных с БС пород (смотри также работу [575]).

7. Как и в сходных породах, в большинстве случаев рост содержания карбонатов увеличивает величину модуля Юнга и предел прочности пород. В смешанных тонкослоистых карбонатно-глинисто-кремнистых породах наличие карбонатного материала на прочностные свойства влияния не оказывает. Напротив, в карбонатно-кремнистых и кремнисто-карбонатных породах наличие карбонатов увеличивает предел прочности. Наибольшей прочностью обладают низкоглинистые кремнистые, карбонатные и смешанные карбонатно-кремнистые породы с наименьшим содержанием органического вещества. Соответственно, наименее прочные породы – глинисто-кремнистые и кероген-глинисто-кремнистые.

8. Для карбонатов КС пласта Ю1, которые являются представителями немногочисленной группы наиболее прочных пород с неупорядоченной структурой, немаловажное влияние на прочность оказывает не только наличие примесей глинистых минералов и керогена, но также и внутренняя структура пласта. Полигенетичность, полиминеральность, широко развитые процессы перекристаллизации карбонатных минералов и, главным образом, трещины и каверны, которые нарушают сплошность образцов, могут приводить к тому, что прочность породы может ухудшаться и становиться ниже, чем у глинисто-керогеново-кремнистых пород.

3.8.3.2.Механические свойства пород БС по данным ГИС

Отмеченная выше тесная связь прочностных свойств пород с их минералогическим составом позволяет в принципе разработать методику дифференциации пород БС в разрезе скважин по прочностным характеристикам на основе данных ГИС. Как следует из материалов **п. 3.5**, практически все модели коллекторов БС основаны, в той или иной степени, на решающей роли трещиноватости в формировании коллектора. Иными словами, большинство исследователей, так или иначе, склоняется к тому, что наиболее продуктивные зоны связаны с хрупкими разностями, которые подвержены растрескиванию в большей степени, чем иные литотипы пород БС (смотри рис. 3.8.10). Это утверждение можно проиллюстрировать и данными работы [288] – смотри **рис. 3.8.19**.

Аналогичное утверждение стало более-менее общепризнанным и для пород, слагающих залежи сланцевых углеводородов в США (смотри **п. 3.8.2.1**, а также работы [573, 593, 594]).

Это обстоятельство и послужило обоснованием для создания методики выявления наиболее хрупких разностей пород в разрезе БС [288].

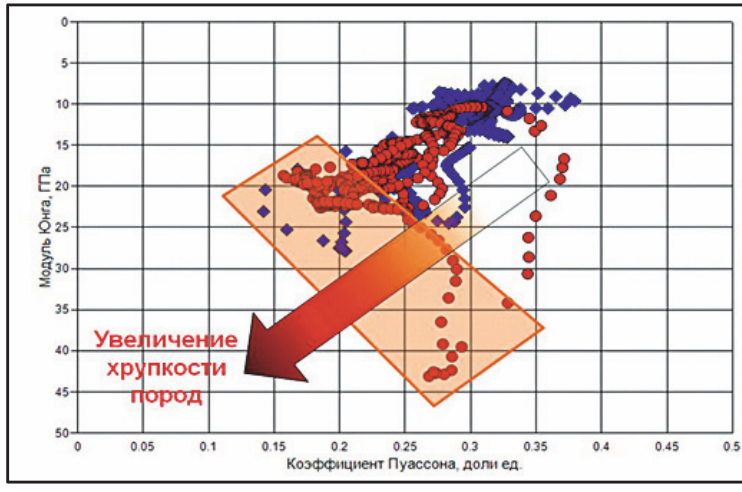


Рис. 3.8.19.Сопоставление модуля Юнга и коэффициента Пуассона для двух скважин одного из месторождений Красноленинского свода (шкала оси ординат инвертирована) [288]

Основанием для такой методики служит, в частности, различие акустических параметров пород БС разного вещественного состава. Так, согласно данным работы [288, стр. 56], *битуминозные силициты* характеризуются пониженными значениями акустического импеданса в пределах 5—7,5·10^6 кг/($м^2$с) и повышенными значениями отношения скоростей продольных и поперечных волн (**Vp/Vs**), доходящими до 2—2,1. *Карбонатизированные разности*, которые, согласно общепринятому мнению, являются наиболее продуктивными частям разреза, обладают повышенными значениями акустического импеданса, достигающими 9—11x10^6 кг/($м^2$с). *Кремнистые силициты*, в ряде случаев также являющиеся коллекторами, имеют значения акустического импеданса, изменяющиеся в диапазоне 6—8x10^6 кг/($м^2$с), и отношения **Vp/Vs** – в диапазоне 1,6—1,75.

Согласно результатам работы [594], для выделения хрупких разностей, перспективных для получения промышленного притока в нетрадиционных коллекторах, в работе [288] использована величина BRIT:

$$\mathbf{BRIT} = \left(\frac{\mathbf{E} - \mathbf{E_{min}}}{\mathbf{E_{max}} - \mathbf{E_{min}}} + \frac{\boldsymbol{\mu} - \boldsymbol{\mu_{max}}}{\boldsymbol{\mu_{min}} - \boldsymbol{\mu_{max}}}\right)/2,$$

где **E** и **μ** – значения модуля Юнга и коэффициента Пуассона; $\mathbf{E_{min}}$, $\mathbf{E_{max}}$ и $\boldsymbol{\mu_{min}}$, $\boldsymbol{\mu_{max}}$, соответственно, – минимальные и максимальные значения модуля Юнга и коэффициента Пуассона в изучаемом разрезе.

Интервал разреза скважины считается перспективным для получения промышленного притока, если **BRIT** > 60% [288, 594]. Выделение таких

интервалов можно проиллюстрировать по результатам модельных расчётов модуля Юнга и коэффициента Пуассона пород БС (смотри рис. 3.8.20) [288].

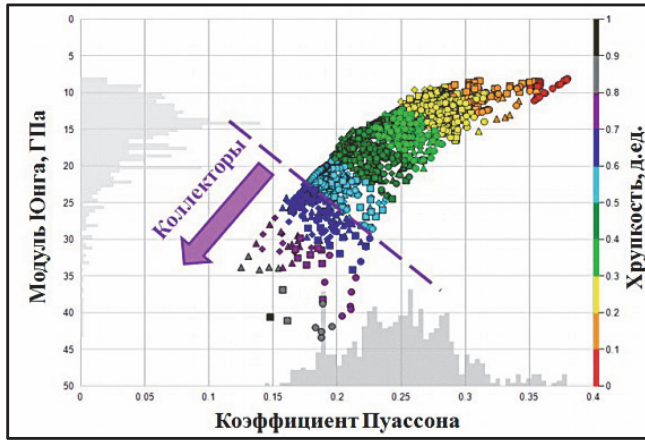


Рис. 3.8.20. Сопоставление модуля Юнга и коэффициента Пуассона по модельным данным (левая шкала оси ординат инвертирована) [288]; *цвет* соответствует изменению хрупкости пород: увеличение хрупкости – от более ярких цветов к тёмным; *выделение коллекторов* на основании механических свойств показывает граница, обозначенная *сиреневой пунктирной линией*; *стрелка* показывает область коллекторов, обладающих повышенной хрупкостью (BRIT > 60%)

Реализация этого подхода по данным каротажа и исследования керна в работе [288] основана на работе [599], и кратко состоит в следующем.

1. Проводят сплошной отбор образцов по глубине в изучаемом интервале разреза; получают количественную оценку состава пород по данным изучения керна, шлама или по шлифам.

2. Данные «поточечных» исследований с неравномерным шагом квантования приводятся к виду кривой ГИС путём интерполяции значений между отдельными образцами.

3. Сплошная кривая сглаживается трёх- или пятиточечным фильтром скользящего среднего для устранения чрезмерной изрезанности.

4. Полученная кернограмма подаётся на вход алгоритма инверсионного моделирования данных ГИС и керна, с определёнными пределами допуска.

В работе [288] приведены примеры успешного построения объёмной модели пород БС в разрезе двух скважин по этому методу. **Из методов ГИС использованы: ГК, НК, БК, ПЗ.** Объёмная модель включала в себя определение: глинистых минералов, кремнезёма, кальцита, органического вещества (керогена) и ёмкостного пространства пород.

Один из примеров таких определений приведён на **рис. 3.8.21**.

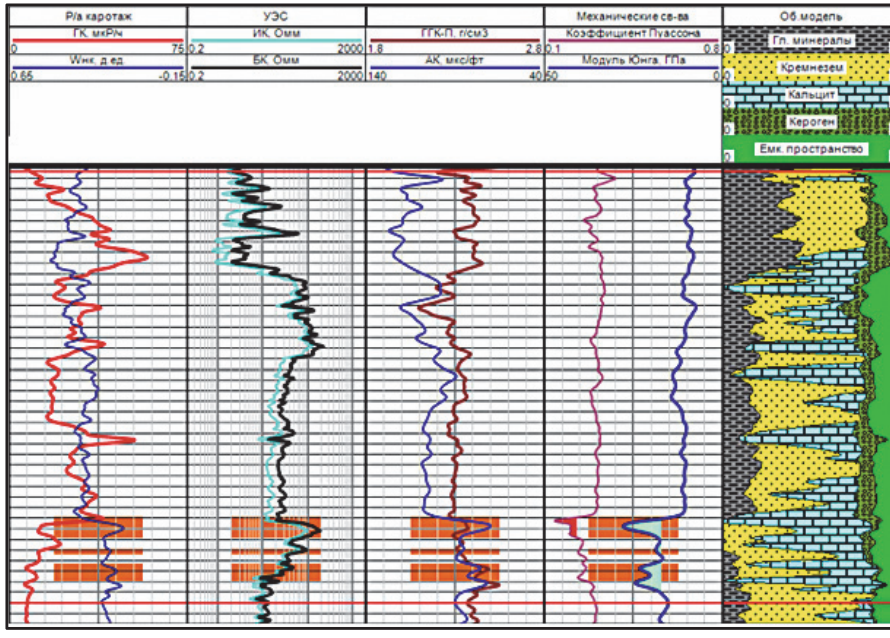


Рис. 3.8.21. Оценка механических свойств и хрупкости нефтематеринских пород баженовской свиты в скважине одного из месторождений Красноленинского свода [288]; *оранжевый цвет* обозначает наиболее хрупкие породы разреза

В целом приведённые данные, качественно весьма близкие к данным по породам, сходным с породами БС, позволяют сделать вывод, что механические свойства этих пород в значительной степени зависят от вещественного состава. Последнее легко объяснимо: все эти породы на микроуровне представляют собой смесь компонентов с резко отличными механическими параметрами. Наряду с весьма твёрдыми и прочными (силициты, кальцит, доломит) в значительной степени присутствуют пластичные компоненты (глинистые минералы, органическое вещество).

3.8.3.3. Выводы по разделу 3.8.3

1. В целом исследования механических параметров пород БС по керну и ГИС – подтверждают качественные закономерности, отмеченные при исследовании пород, сходных с породами БС.

2. Механические параметры пород БС, и особенно – показатели степени их хрупкости, существенно зависят от минерального состава скелета, в первую очередь – от количества твёрдых карбонатных компонент.

3. В то же время из материалов **Части II** следует, что вещественный состав пород БС заметно меняется на сравнительно коротких расстояниях, как

по вертикали (в разных пропластках и пачках; верхней, средней и нижней частях БС), так и по латерали (по крайней мере, на межскважинном расстоянии). К тому же, свойства ОВ, входящего в состав скелета породы, зависят от степени его зрелости, а она заметно меняется и по разрезу, и по латерали (смотри **п. 5.4**).

Всё это приводит к значительной пространственной неоднородности всех или большинства параметров пород БС, к тому же на разных пространственных масштабах.

4. Из-за значительной пространственной изменчивости компонентного (вещественного) состава пород БС (смотри **Часть II**) и степени зрелости керогена (смотри **Часть V**), **механические свойства пород БС вероятнее всего будут заметно варьировать как по латерали, так и по вертикали, даже в пределах одного месторождения** (смотри ниже **п.3.8.4**).

5. Модель пространственного распределения механических свойств пород БС скорее всего будет по своему характеру близка к модели компонентного состава пород БС: она будет

а) стохастической,

б) с наличием детерминистских элементов,

в) иерархической.

Её, видимо, так же придётся дискретизировать, как и модель компонентного состава, представив в виде отдельных частей разной пространственной иерархии (скорее всего линзовидных).

Естественно, приведённая модель является лишь декларативной и нуждается в дальнейшем рассмотрении, обосновании и развитии. Однако, в данной, сугубо обзорной, работе целесообразно руководствоваться мудрым советом Марка Туллия Цицерона: «Если наши соображения правдоподобны – не следует стремиться к большему».

3.8.4. Неоднородность механических свойств пород БС и сходных с ними

3.8.4.1. Микронеоднородность

Породы БС крайне неоднородны на микроуровне – то есть на уровне минеральных зёрен скелета породы – смотри, например, **пп. 3.2** и **3.3** (**рисунки 3.2.5, 3.2.7, 3.3.1—3.34**) и **п. 5.5** (**рис. 5.5.1—5.5.11**). Соответственно, как отмечено в конце **п. 3.8.3**, на микроуровне это должно приводить к крайней неоднородности механических свойств как пород БС, так и пород, с ними сходных.

На породах, слагающих месторождения «сланцевого газа и нефти» в США, этот факт изучался экспериментально. Образцы пород месторождения Bakken исследовались [575] наномасштабным методом *прецизионного*

локального вдавливания твёрдосплавной иглы в образец (nanoindentation) и электронной микроскопии с фокусированным ионным пучком (FISEM). Получены карты распределения кажущихся величин модуля Юнга по трём площадкам (размером 5×5 мкм каждая) для каждого из исследованных образцов, которые были отобраны из зон с разной степенью зрелости ОВ.

Методика исследований позволила определить **кажущуюся** величину модуля Юнга различных микрокомпонент породы, в том числе и самого керогена.

Как и следовало ожидать, микрокомпоненты глины и ОВ имеют меньшие величины модуля Юнга, уменьшая среднюю величину модуля Юнга, определяемого при измерениях на поверхности образцов ещё до их последующего термолиза (смотри **рис. 3.8.22**).

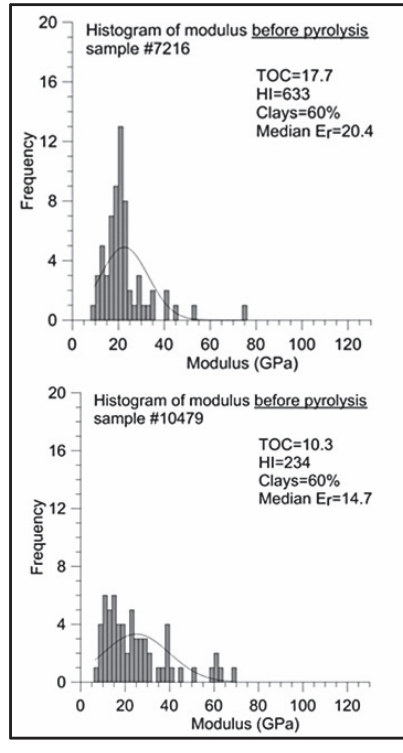


Рис. 3.8.22. Примеры распределения измеренных кажущихся значений модуля Юнга на поверхности разных образцов сланца месторождения Bakken до термолиза образцов [575]

Примеры пространственного распределения модуля Юнга в образцах до термолиза приведены на **рисунках 3.8.23** и **3.8.24**, где хорошо видна пространственная неоднородность начального распределения этого

параметра. На **рис. 3.8.23** приведены данные по образцу, **наименее преобразованному в результате искусственного катагенеза**, а на **рис. 3.8.24 – наиболее преобразованному.**

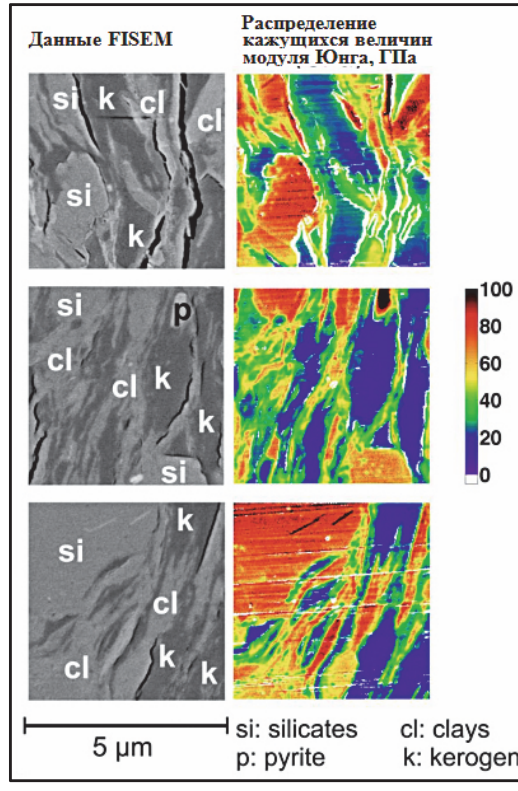


Рис. 3.8.23. Площадное распределение кажущихся величин модуля Юнга и данные электронной микроскопии трёх площадок на срезе образца сланца месторождения Bakken [575]. *Наименее преобразованный образец*: TOC = 17,7%; HI = 633 (мг УВ/г TOC), максимальная измеренная пористость равна 3,7%; максимальная удельная поверхность по методу БЭТ – 5,6 м^2/г

Естественно, высокая степень пространственной неоднородности механических свойств на микроуровне отражена и в теоретических моделях пород БС и сходных с ними, например, в **п. 3.8.1.2** на **рисунках 3.8.2** и **3.8.5**.

Для подобной смеси столь различных по механическим свойствам компонент эффективные (средние) параметры образца будут значительно варьировать от образца к образцу при любом способе вычисления этого эффективного (среднего) значения: как среднего арифметического или среднего гармонического параметров отдельных компонент.

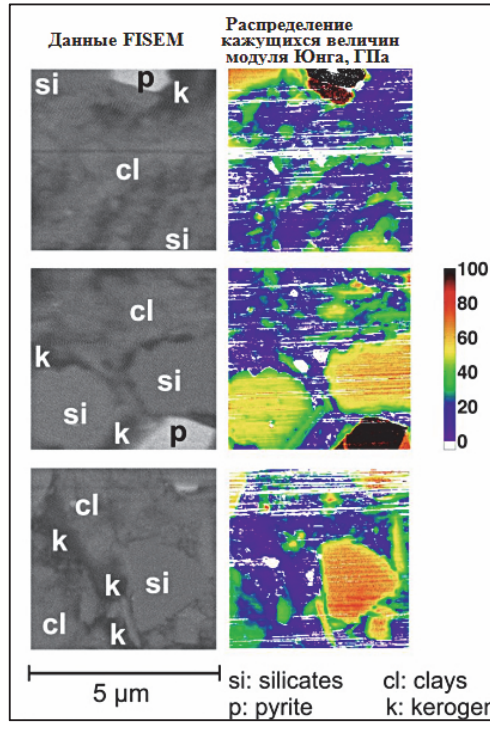


Рис. 3.8.24. Площадное распределение кажущихся величин модуля Юнга и данные электронной микроскопии трёх площадок на срезе образца сланца месторождения Bakken [575]. ***Наиболее преобразованный образец***: TOC = 12,5%; HI = 6 (мг УВ/г TOC), максимальная измеренная пористость равна 6,3%; максимальная удельная поверхность по методу БЭТ – 28,8 м^2/г

3.8.4.2. Вертикальная и латеральная неоднородность

Значительная вертикальная и латеральная неоднородность вещественного состава пород БС выше уже неоднократно упоминалась. В качестве примера можно сослаться на данные ряда рисунков: **рис. 2.2.6** в **п. 2.2.1**; **рисунки 2.5.4, 2.5.5, 2.5.7** в **п. 2.5**; **рисунки 3.8.21** в **п. 3.8.3.2** [288]; **рис. 3.8.25** [288]; **рис. 5.1.3** в **п. 5.1.2**.

Естественно, это приводит к значительной пространственной неоднородности и механических параметров. В частности, на **рис. 3.8.21** в **п. 3.8.3.2** и на **рис. 3.8.25** показано распределение по разрезу двух скважин БС показателя хрупкости пород, отражающего именно вариацию механических параметров, обусловленную изменчивостью компонентного состава пород, что кратко рассмотрено в **пп. 3.8.1—3.8.3**.

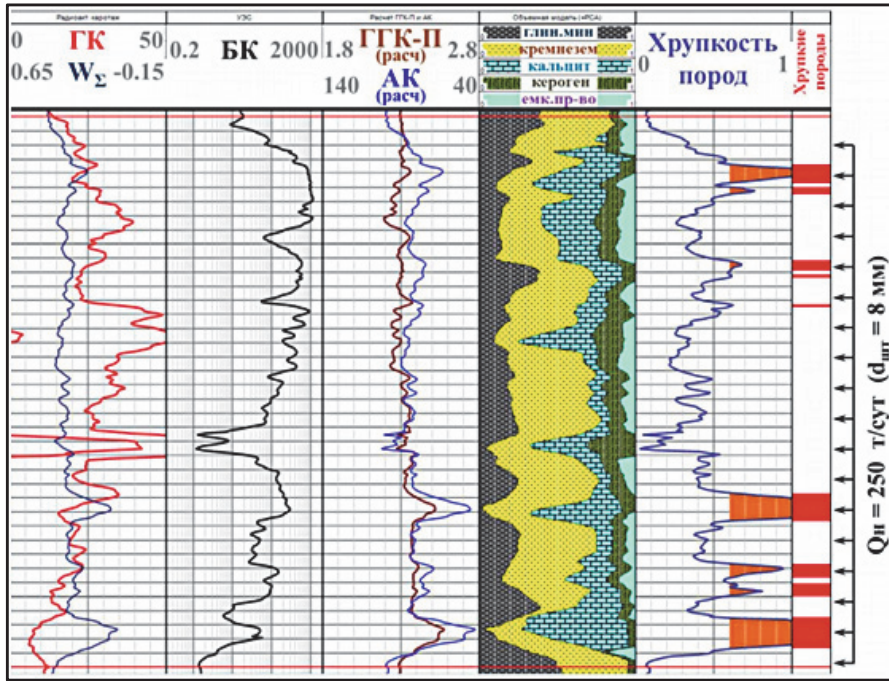


Рис.3.8.25. Объёмная модель пород БС и оценка их хрупкости в разрезе скважины Салымского месторождения с ограниченным комплексом ГИС (гамма-каротаж, нейтронный и боковой каротажи) [288]; в правой колонке *красным цветом* показаны наиболее хрупкие интервалы

Следует отметить, что аналогичная изменчивость характерна не только для пород БС, но и для других типов пород – например, и в терригенном разрезе, если в нём наблюдаются значительные вариации содержания кварцевых и глинистых компонент. Для иллюстрации на **рис. 3.8.26** показана вертикальная изменчивость модуля Юнга и коэффициента Пуассона в разрезе двух скважин Тарасовского месторождения Западной Сибири [595].

Резюмируя, можно сказать, что, хотя пространственная неоднородность механических параметров пород БС качественно установлена, **однако количественные закономерности, статистические характеристики их распределения изучены явно в недостаточной степени. В дальнейшем необходимы более детальные исследования в этом направлении. Они должны привести к формулированию количественной модели пространственной неоднородности механических параметров, которую можно будет учесть при численном моделировании разработки баженовской свиты, как с применением ТГВ, так и с помощью многостадийного ГРП.**

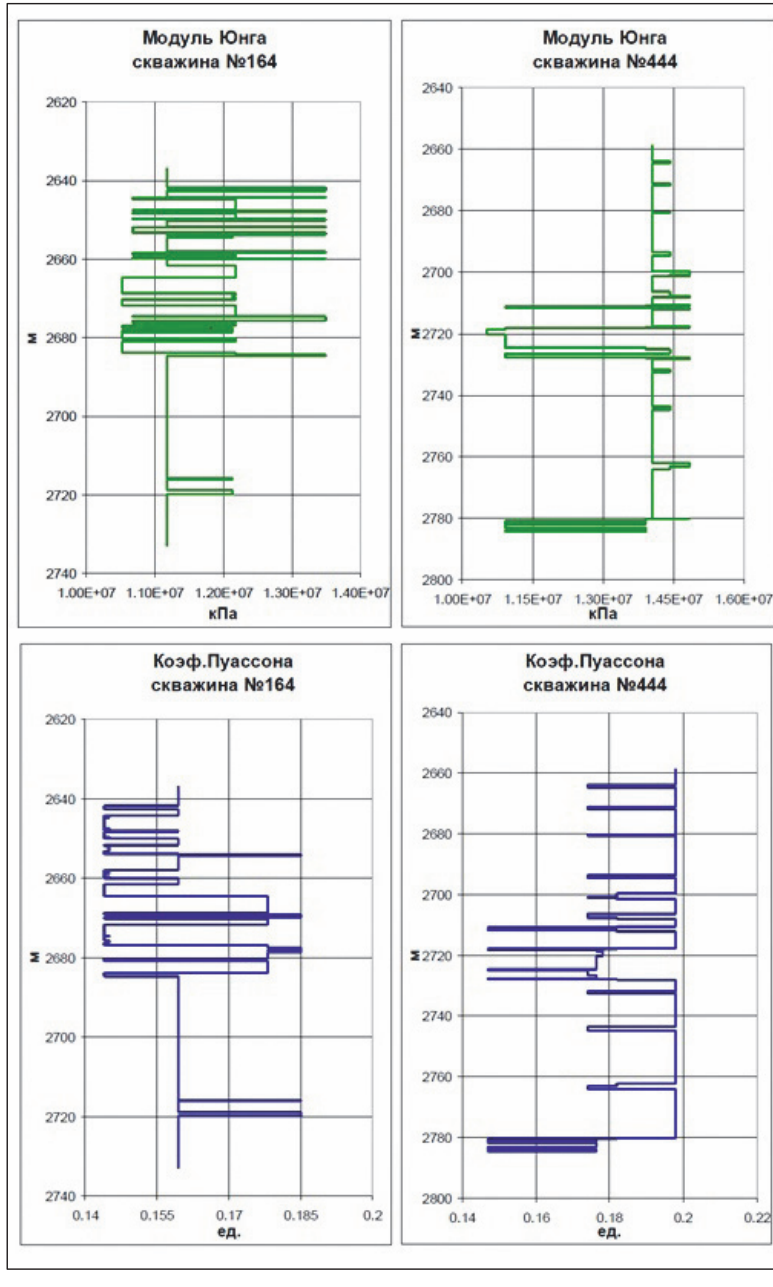


Рис. 3.8.26. Кернограммы изменения модуля Юнга и коэффициента Пуассона по двум скважинам Тарасовского месторождения Западной Сибири [595]

3.8.5. Влияние неоднородности механических свойств пород на траекторию трещин

3.8.5.1.Усложнение траектории трещин при сильной микронеоднородности по механическим свойствам

Отмеченная выше высокая пространственная неоднородность компонентного состава – и соответственно механических свойств пород БС (и сходных с ними) является причиной достаточно сложной траектории трещин разного пространственного масштаба. Как утверждается в работе [596], «при распространении трещины в неоднородной среде в условиях неоднородного напряжённого состояния в **материале существуют области замыкания или непроходимости трещины.** Существование областей непроходимости позволяет объяснить остановки трещины на зёрнах, образование пор, деградацию магистральной трещины до совокупности микротрещин». При распространении трещины в неоднородных материалах на характер траектории трещины влияет закон изменения свойств материала – и вдоль и поперёк траектории распространения трещины [597].

В работе [598] утверждается, что «в силу неоднородного строения пород локальные очаги концентрации напряжений распределены в её объёме случайным образом. Поэтому прочность и разрушение горных пород необходимо рассматривать со статистических позиций». **В цитируемой работе на основании неоднородности пород даже предлагается отличный от классического кластерный механизм образования трещин**: «Поскольку процесс разрушения горных пород определяется зарождением, развитием и объединением трещин, то, если в начальной фазе процесса ещё можно проследить за развитием каждой трещины, то на завершающих стадиях (особенно динамического разрушения) трещины настолько сливаются и переплетаются, что выделить их как единичные объекты не представляется возможным. Переплетения трещин образуют кластеры, которые на фотографии выглядят как сплошные затемнённые (или, напротив, светлые) области, имеющие сложные очертания.

Таких кластеров (очагов разрушения) в горной породе существует множество. Они случайным образом распределены в объёме тела. Причём в ходе разрушения породы объём и очертания кластеров непрерывно меняются. Процесс может быть представлен как последовательный ряд этапов развития трещинных кластеров и присоединения их друг к другу».

В диссертации [636] подчёркивается, что «даже в хрупких материалах характер разрушения может в значительной степени варьироваться в зависимости от особенностей внутренней структуры (композиционные элементы, включения, повреждения, пористость и так далее). Влияние композитной внутренней структуры на процесс хрупкого разрушения является

крайне сложным и определяется как физико-механическими свойствами компонентов материала, так и геометрией и размерами структурных элементов, а также их пространственным распределением».

При исследованиях хрупкого трещинообразования горных пород такие явления изучали теоретически. Подробное изложение этого вопроса далеко выходит за рамки данного обзора, тем не менее для понимания трещинообразования при ТГВ (смотри далее **п. 4.2.5**) целесообразно рассмотреть некоторые результаты опубликованных исследований в этом направлении. Так, в работе [597] рассмотрено распространение трещин в одномерной среде, модуль упругости которой распределён по закону

$$\mathbf{E(x) = E_0 exp(kx).}$$

Среда с таким характером изменения модуля упругости может быть, например, многослойным пакетом. В работе [597] показано, что возможен вариант распространения трещины, когда **при начальном распространении по нормали к слоям трещина разворачивается, начиная двигаться в перпендикулярном направлении, вдоль границы раздела слоёв.**

При распределении модуля упругости по закону

$$\mathbf{E(x) = E_0 sin(kx + C)}$$

существуют «зоны» или «области», при распространении по которым трещина не способна пересечь границу этой области и либо останавливается, либо отражается от границы.

Роль таких границ могут играть как границы структурных образований в материале (зёрна), так, например, и стенки дислокаций [597].

Эти теоретические положения, в принципе, справедливы для любого масштаба неоднородности и трещин, но экспериментально наиболее изучены на микромасштабе. В частности, неоднократно экспериментально исследовалось торможение трещины **на зёрнах**, и было показано, что трещина обычно не может проникнуть из мягкого материала в твёрдый. Но из работы [597] следует, что при некоторых законах пространственного изменения модуля Юнга **трещина не может проникнуть не только из мягкого материала в твёрдый, но и, наоборот, из твёрдого в мягкий.**

Если трещина всё же проходит резкую структурную границу, то её траектория в любом случае отклоняется от первоначального направления [597].

Соответственно, пространственные траектории микро- и мезотрещин в БС будут иметь достаточно сложный вид, не соответствующий классическим представлением механики однородной среды.

Такие факты наблюдались и экспериментально, в основном не в породах БС, но в других породах, также отличающихся значительной пространственной микронеоднородностью механических параметров.

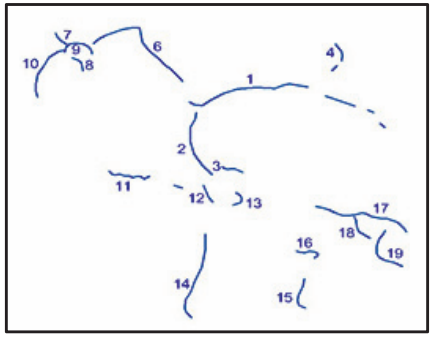


Рис. 3.8.27. Трещинная структура фрагмента исходного образца [598]; каждая трещина пронумерована

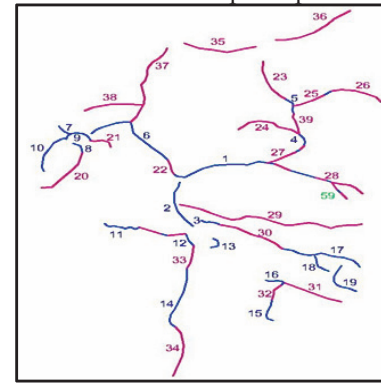


Рис. 3.8.28. Трещинная структура фрагмента образца после 1-го этапа увеличения нагрузки [598]; *синим* показаны трещины, существовавшие к началу этапа нагружения; *фиолетовым* – удлинение старых и появление новых трещин

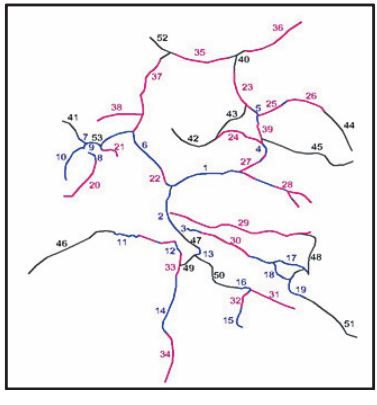


Рис. 3.8.29. Трещинная структура фрагмента образца после 2-го этапа увеличения нагрузки [598]; *синим и фиолетовым* показаны трещины, существовавшие к началу 2-го этапа нагружения; *тёмно-зелёным* – удлинение старых и появление новых трещин на втором этапе

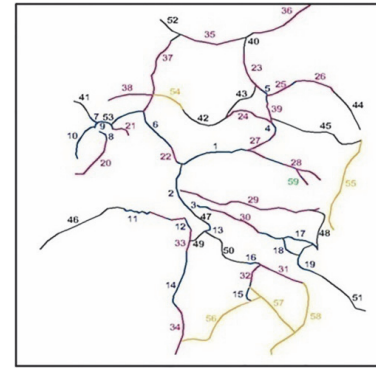


Рис. 3.8.30. Трещинная структура фрагмента образца после 3-го этапа увеличения нагрузки [598]; *синим, фиолетовым и тёмно-зелёным* показаны трещины, существовавшие к началу 3-го этапа нагружения; *жёлтым* – удлинение старых и появление новых трещина третьем этапе

Так, в работе [598] кубические образцы эффузивных пород Урала (пироксен-плагиоклазовый туф) со стороной порядка 1,5 см ступенчато нагружались на механическом прессе с параллельным замером продольной деформации образца. Последовательно реализованы следующие ступени нагрузки: 6,0; 9,6; 13,2; 14,4; 15,6; 18,3 кН.

На **рисунках 3.8.27—3.8.30** показаны зарисовки авторов монографии [598] с фотографий граней кубических образцов. Видно, что уже в начальном состоянии траектории природных трещин имеют криволинейный характер. По мере увеличения приложенной нагрузки возрастает степень запутанности и даже хаотичности системы трещин в исследуемом образце.

При этом происходит как распространение и смыкание уже имеющихся трещин, так и образование новых.

Искривлённость траекторий трещин достаточно наглядно видна из сопоставления данных **рисунков 3.8.31** и **3.8.32**, на которых сравниваются истинная длина каждой трещины и длина прямолинейного отрезка, соединяющего её начало и конец [598].

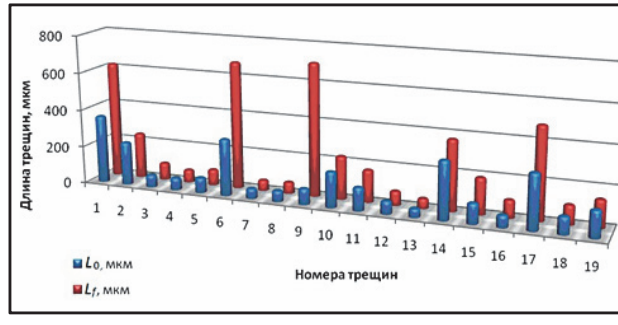


Рис. 3.8.31. Линейная (L_0) и истинная (L_f) длины трещин в исходном образце [598]

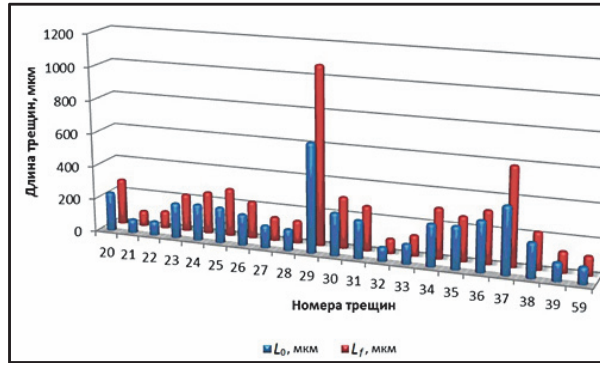


Рис. 3.8.32. Линейная (L_0) и истинная (L_f) длины трещин после первого этапа приложения нагрузки [598]

Примечательно, что сходные весьма искривлённые и запутанные траектории микротрещин, образовавшихся в процессе генерации ОВ, получены и при изучении шлифов образцов пород, отобранных в различных районах залегания баженовской свиты (смотри **п. 3.3.1**, **рис. 3.3.1—3.3.4**).

Картина траекторий трещин, аналогичная траекториям, показанным на **рисунках 3.8.27—3.8.30**, получена в работах [794, 795] для неоднородных горных пород и геостатистическими методами, при пространственных масштабах порядка десятков сантиметров.

3.8.5.2. Особенности траектории трещин при мезо- и макронеоднородности по механическим свойствам

Как изучение, так и выявление закономерностей траекторий трещин более крупных размеров (мезо- и макро) представляется достаточно сложной задачей. Работы в этом направлении только начаты в последнее десятилетие, в связи с необходимостью оптимизации различных видов ГРП, в том числе многостадийного ГРП в горизонтальных скважинах при разработке месторождений сланцевой нефти и сланцевого газа.

Прежде всего следует отметить, что в теории ГРП рассматриваются три типа таких трещин [600] – смотри **рис. 3.8.33**.

Тип a. Расклинивающее давление закачиваемого флюида превосходит минимальную величину главного напряжения; такие трещины обычно вертикальны, так как, как правило, минимальное значение главного напряжения в породе направлено в горизонтальной плоскости. В обратном случае, особенно при неглубоких объектах ГРП, вертикальное напряжение невелико и трещины ГРП горизонтальны. Как указано выше, различные механические неоднородности породы могут изменить направление трещины, вызвать её ветвление или даже остановить её распространение, начиная с какой-то точки.

Тип b. Сдвиговое напряжение (равное разности между напряжением, создаваемым при закачке жидкости ГРП, и главными напряжениями, существующими в породе) может превосходить порог разрушения породы. Тогда активация существующих в пласте природных трещин может происходить за счёт скольжения породы по плоскости уже существующей трещины, как показано на **рис. 3.8.33**. Возможность такого процесса зависит от эффективных напряжений в массиве и предела разрушения породы. Динамика подобной активации определяется начальной упругостью стенок трещины и силами трения при их перемещении.

Третий тип – **вариант c** на **рис. 3.8.33**; такие трещины называются трещинами разрыва.

Существуют и различные комбинации этих типов; в основном тип **a** реализуется в комбинации с типами **b** и **c** [601].

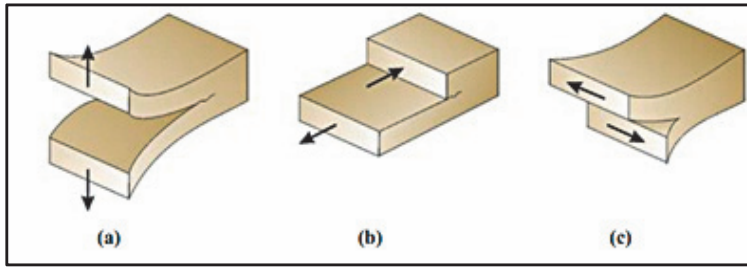


Рис. 3.8.33. Три типа механизмов возникновения трещин ГРП [600]

Возникновение и распространение трещин достаточно хорошо и сравнительно просто описывается в рамках модели однородной и изотропной среды (смотри, например, [571, 572, 598, 601—603, 606]). Различные виды механической неоднородности, присущие породам БС и породам, с ними сходным, приводят как к остановкам в распространении траектории мезо- и макротрещин на различных неоднородностях, так и к изменениям их траектории [601]. Остановки трещин, особенно вертикальных, встречаются достаточно часто [601].

Более всего, насколько можно судить по опубликованным данным, рассмотрено влияние на трещины ГРП трёх видов неоднородности: слоистой структуры породы; наличия макроразломов на пути трещины; существование в породе хаотичной системы микротрещин. По этим вопросам существует обширная литература, из которой, для иллюстрации проблемы, остановимся лишь на некоторых работах.

В слоистом пласте, если трещина распространяется перпендикулярно слоям и встречает границу слоёв с контрастными механическими свойствами (песчаник-глина, известняк-мергель и тому подобное), то либо её распространение прекращается, либо происходит её смещение [601]. Такие явления вызываются несколькими причинами [601], прежде всего – различием механических параметров пород в слоях:

– различиями ударной вязкости пород (material toughness, то есть количества энергии, содержащегося в единице поверхности трещины, на момент её возникновения в материале слоя или на границе слоёв);
– наличием слоя со значительными величинами напряжений в направлении, перпендикулярном направлению распространения трещины, бóльшими, чем в прилегающих слоях; такое сочетание может препятствовать распространению трещины перпендикулярно слою; эти ситуации часто встречаются при наличии в массиве слоёв с разными значениями модуля Юнга [601];
– различием упругости пород в слоях, то есть величин модуля Юнга.

Первая и третья причины, поскольку они связаны, обычно рассматриваются совместно [601]. **В результате либо трещина оказывается**

тупиковой, либо она имеет зигзагообразный излом, точно так же, как это имеет место и на микроуровне. Отличие трещин ГРП от классического плоскостного вида, изогнутость их траектории отмечается и в работе [783], причём использование в большинстве приложений плоскостного представления трещин ГРП объясняется лишь соображениями простоты вычислений.

Гораздо сложнее оказывается ситуация, когда расположение направлений трещины ГРП и границ слоёв является не столь простым. Для иллюстрации возникающих при этом отклонений от классического случая остановимся на работе [603].

В этой работе изучено влияние непостоянства в пласте сжимающих напряжений на направление распространения трещины и симметрию её крыльев. Для этого была рассмотрена плоская задача ГРП в среде с различными сжимающими напряжениями при положительных и отрицательных значениях **x** (правый и левый слои соответственно):

$$\sigma_\infty(x) = \begin{cases} \sigma_\infty^\ell, & x \leqslant 0, \\ \sigma_\infty^r, & x > 0. \end{cases}$$

Параметры модели приведены в [603, стр. 57]. Значение сжимающих напряжений в правом слое $\boldsymbol{\sigma_\infty^r} = 10$ МПа – фиксировано; для различных вариантов расчёта варьировалась аналогичная величина в левом слое:

$$\boldsymbol{\sigma_\infty^l} = \textbf{10.1; 10.2; 10.4; 10.6 и 10.8 МПа .}$$

Результаты численных экспериментов показали, что асимметрия крыльев трещины в правом и левом слоях наблюдается даже при разнице сжимающих напряжений в 1%. Раскрытие трещины на правой стороне трещины больше из-за меньших сжимающих напряжений. В местах с более высокими значениями раскрытия гидродинамическое сопротивление меньше. В совокупности с большим градиентом давления справа от места закачки это создаёт течение по трещине, направленное преимущественно в правую часть трещины. Поэтому левая вершина трещины почти останавливается из-за недостатка притока жидкости влево.

В данном случае трещина распространяется симметрично, пока не дойдёт до границы слоёв в момент времени $\mathbf{t} \approx 35$ с. После этого она внезапно прорывается в низкопроницаемый (правый) слой и распространяется только вправо – так, что левая вершина останавливается.

Другая ситуация возникает, если сдвинуть положение границы слоёв в точку $\mathbf{x} = 10$ м (смотри **рис. 3.8.34**). В этом случае трещина начинает расти в обоих направлениях до того момента, пока не достигнет границы слоёв в момент времени $\mathbf{t} \approx 200$ с. Далее, в отличие от предыдущего случая, трещина будет распространяться влево в высокопроницаемой области. Движение

трещины влево продолжается до тех пор, пока её левая вершина не достигнет барьера при **t** ≈ 700 с. После этого, для того чтобы обеспечить рост объёма трещины при её фиксированной длине, давление начнёт увеличиваться. В тот момент, когда оно перейдёт некоторое критическое значение, трещина прорвётся в низкопроницаемый правый слой (t ≈ 1200 с) так, что левое крыло трещины начнёт закрываться (смотри **рис. 3.8.35 б**, при **t** = 1600 с).

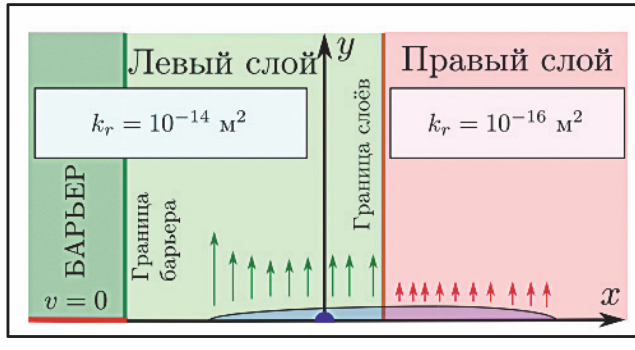


Рис. 3.8.34. Продуктивный пласт, состоящий из высокопроницаемого (слева) и низкопроницаемого (справа) слоёв [603]

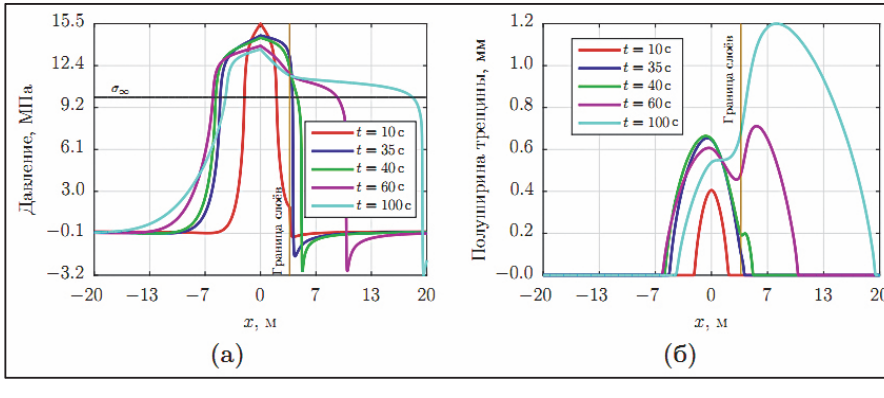


Рис. 3.8.35. Профили давления (а) и полуширины трещины (б) вдоль линии её распространения в различные моменты времени в случае пласта, состоящего из двух слоёв с высоким контрастом проницаемости [603]. ***Граница слоёв (вертикальная коричневая линия) расположена в точке x = 3.5 м***

Несмотря на определённую условность рассмотренного случая, полученные эффекты ясно указывают на то, что в столь неоднородной среде, какой является баженовская свита, траектория трещин будет мало соответствовать классической теории, и в первую очередь – на микро- и мезоуровне.

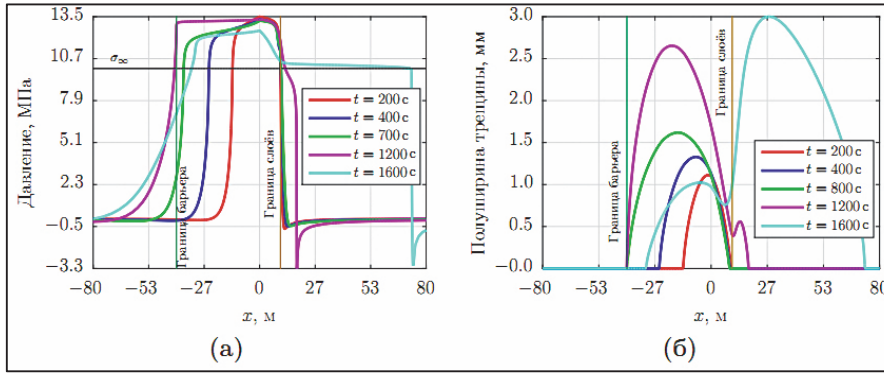


Рис. 3.8.36. Профили давления (а) и полуширины трещины (б) вдоль линии её распространения в различные моменты времени в случае пласта, состоящего из двух слоёв с высоким контрастом проницаемости [603]. ***Граница слоёв (вертикальная коричневая линия) расположена в точке x = 10 м***

Препятствием для прямолинейного распространения трещины может служить и наличие нарушений сплошности на пути её распространения [601, 602]. Трещина может отклоняться или даже останавливаться вследствие взаимодействия с другими поверхностями (полостями и разломами), в частности – с природными разломами (смотри **п. 6.5.5**).

Следует отметить, что данные эффекты исследовались только для трещин крупного масштаба, возникающих при гидроразрыве и взаимодействующих с достаточно крупными тектоническими трещинами того же масштаба. Для микротрещин и вообще трещин малой раскрытости этот вопрос, судя по опубликованной литературе, не рассматривался.

В последнее время значительные усилия предпринимаются для разработки методов численного моделирования ГРП в средах, содержащих существующие природные трещины, в том числе и замкнутые, хаотически распределённые в массиве пласта; например, в работах [604, 605] (смотри **п. 6.5.5**). К таким относят породы, слагающие залежи сланцевого газа и нефти в США.

Тем не менее следует отметить, что, несмотря на успехи в указанных направлениях, на сегодняшний день эти исследования являются «передним краем» науки о ГРП. **Пока в большинстве практически используемых моделей и программных разработок предполагается, что в результате ГРП реализуется единственная плоская геометрия трещины, соответствующая классическим представлениям** (смотри, например, обзоры в работах [602, 603, 606, 607])**.**

3.8.5.3. Некоторые проблемы описания пустотного пространства трещин

Согласно данным **п. 3.7**, часть пустотного пространства систем трещин разных рангов часто залечена вторичными минералами и органическим веществом. Кроме того, согласно данным **пп. 3.8.5.1** и **3.8.5.2**, механическая неоднородность пород БС приводит к искривлению траектории трещин. За счёт этих факторов, с гидродинамической точки зрения, фильтрация по так называемым «трещинам» происходит по гораздо более извилистым и запутанным путям, чем в трещинах классического типа – характерных, например, для массивных карбонатов, скальных пород и тому подобное. Да и сами «трещины» повторяют во многом конфигурацию ослабленных зон в породе, то есть их топология скорее всего не соответствует классическим представлениям.

Такую «литологически обусловленную» двумерную пустотность сложной пространственной топологии скорее можно классифицировать как «трещиноподобную пустотность», а не как трещины в классическом понимании.

Для наглядности картину возникающей пустотности можно представить себе следующим образом. Если положить на слой гальки фольгу, а затем сверху засыпать её новым слоем гальки и потрясти всю систему, то фольга сомнётся и изогнётся, заполнив причудливым образом некоторые промежутки между камнями, при этом до какой-то степени сохранит основное направление слоёв гальки. Кое-где она порвётся, а некоторые части вообще оторвутся от куска фольги. Вот такова же, по-видимому, и картина трещиноподобной пустотности, возникающей в породах БС, по крайней мере, на малых пространственных масштабах.

Справедливость того или иного представления трещиноподобной пустотности может быть определена лишь по реальной топологии пустотного пространства, которая может быть установлена лишь по данным специальных томографических исследований – разных масштабов. Проведение таких целенаправленных работ представляется весьма желательным.

3.8.5.4. Выводы по материалу п. 3.8.5

1. Приведённые данные показывают, что при той значительной пространственной неоднородности баженовской свиты, которая следует из материалов **Части II**, **траектория трещин в этом объекте будет достаточно искривлённой и заметно отличающейся от классической схемы**. Судя по всему, это касается трещин микро- и мезомасштаба. При этом степень кривизны будет снижаться по мере увеличения масштаба трещиноватости: микротрещины будут иметь наиболее запутанную траекторию, макротрещины, которые предполагаются в БС (смотри **п. 3.4**), разумеется,

будут более соответствовать классической картине и в пределах одного или нескольких месторождений будут иметь прямолинейную траекторию. Их искривление возможно лишь на неоднородностях такого же крупного масштаба.

2. Насколько можно судить по литературным данным, рассмотрение влияния неоднородности на траекторию природных и искусственных трещин для условий баженовской свиты, и особенно – в случае применения метода ТГВ, не проводилось, или проводилось в весьма малом объёме. Такие исследования на наш взгляд совершенно необходимы, поскольку они крайне важны не только для моделирования ТГВ, но и для корректного моделирования и планирования разработки БС с применением различных видов ГРП.

3.9. Некоторые особенности сжимаемости трещин в породах БС

Как следует из результатов, приведённых ниже в п. 4.1.6.6, раскрытость трещин в БС невелика (за исключением, разумеется, крупных тектонических нарушений). Сжимаемость такой среды, особенно, если учесть частичное заполнение трещин различными минералами и твёрдым органическим веществом (смотри **п. 3.7**)**, будет намного меньше, чем для среды со свободным пустотным трещинным пространством.**

Это отмечалось ещё в работе сотрудников ВНИГРИ [129]: «Высокая сжимаемость матрицы, обусловленная вещественным составом пород (глинистые разности), и незначительная сжимаемость отложений баженовской свиты, которая объясняется трещинами с малыми расстояниями между контактами в них, приводят к тому, что **трещинно-поровый тип коллектора баженовской свиты с точки зрения гидродинамических показателей ведёт себя как поровая среда.**

Коэффициент сжимаемости трещин зависит от пластового давления, при его снижении на 200 атмосфер раскрытие трещин уменьшается в 1,5 раза. Расстояние между контактами в трещинах измеряется в миллиметрах; в пластовых условиях оно равно приблизительно 0,5 мм, что значительно меньше (на порядок и более) таких же расстояний в карбонатных и песчаных разностях пород».

Эта особенность различных пород, сходных с БС, отмечена и в монографии [406], в которой отмечено, что такие породы имеют достаточно высокую прочность на сжатие – как параллельно, так и перпендикулярно направлению напластования. Даже после термолиза таких пород, но с низким содержанием ОВ, порода сохраняет достаточно высокие значения предела прочности на сжатие в обоих направлениях. В работе [406] это объясняется

высокой степенью цементации минеральных частиц скелета в обоих направлениях.

Ситуация меняется только при высоком содержании ОВ [406].

Подобный эффект отмечен также много лет тому назад в классической работе [283] по результатам массового исследования трещинных пород: «**Упругие свойства трещиноватых и трещиновато-пористых сред определяются контактами по стенкам трещин. В глубокозалегающих горных породах трещины под действием горного давления в случае отсутствия таких контактов неизбежно бы сомкнулись. Контакты в трещинах выполняют по существу ту же роль, что и крепления в горных выработках»** [283]**.**

По данным измерений раскрытости трещин на глубине [283] установлено, что в 85% из них раскрытость находится в пределах 10—30 мкм. В остальных15% трещин раскрытость составляет от 30 до 150 мкм, но может достигать и значений, превышающих 1 см, хотя, как правило, это - «залеченные» трещины.

В работе [283] обобщены данные массовых измерений раскрытости трещин в разных литологических разностях горных пород (в том числе и карбонатных) различного возраста – от неоген-палеогеновых до архейских включительно. Установлено [283], что в общем случае до глубины 1700 м максимальное раскрытие трещин в средне- и крупнозернистых разностях карбонатных пород достигает 30 мкм, а в мелкозернистых достигает 18—20 мкм. При глубинах, равных 1700—3000 м, в мелкозернистых и средне-крупнозернистых разностях пород значения раскрытости трещин сближаются: максимальные раскрытия составляют20 мкм, но **наиболее часто они варьируют в пределах 10—15 мкм. Как известно** (смотри **Часть II), глубина залегания БС составляет порядка 2—3 км, так что даже по этой причине раскрытость трещин невелика.**

Естественно, что из-за сравнительно небольшой раскрытости трещин жёсткость породы значительно увеличивается – ввиду наличия в полостях трещин кристалликов любых породообразующих минералов (например, карбонатных или кремнистых минералов, пирита). К тому же, наиболее раскрытые трещины вообще часто «залечены» до практически полной потери трещинной пустотности.

Указанную особенность можно качественно проиллюстрировать картиной смыкания стенок трещины, при приложении нагрузки, перпендикулярной основному направлению её краёв, полученной в работе [598]. Данные компьютерного моделирования этого процесса показаны на **рис. 3.9.1**. На участке, отмеченном чёрной линией, стенки трещины практически соединяются в одну плоскость. Именно локальные величины напряжений и механические свойства породы на этом коротком промежутке стенок определяют сжимаемость всей трещины, и зависимость её проницаемости от приложенного напряжения**.**

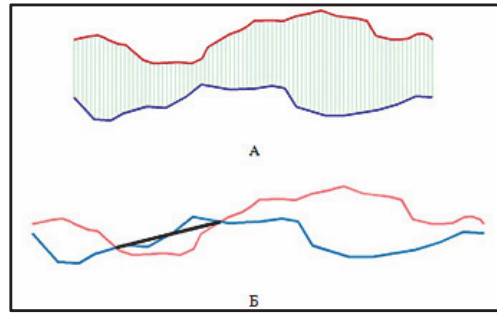


Рис. 3.9.1. Геометрия трещины в горной породе до (А) и после (Б) её смятия по данным компьютерного моделирования [598]

А как следует из данных п. 3.8.4.1, породы БС (как и сходные с ними) отличаются сильной локальной микронеоднородностью модуля Юнга. Их отличает частое соседство пластичных микроучастков (кероген, глина) и твёрдых зёрен кальцита и силицитов. Именно упругость этих зёрен и определяет сжимаемость трещин, особенно микро- и мезоуровня.

Таким образом, **малая раскрытость трещин в баженовской свите, сильная шероховатость их стенок, значительная локальная неоднородность стенок по механическим свойствам приводят к тому, что сжимаемость трещин не столь велика, чтобы быть обнаруженной при достаточно грубых измерениях гидродинамическими скважинными методами.**

Отнюдь не так прост, как может показаться, и механизм увеличения проницаемости природных трещин при закачке жидкости в пласт. На верхней позиции на **рис. 3.9.2** [604] показана начальная трещина, сомкнутая под действием горного давления. Смыкание трещины происходит лишь за счёт контакта жёстких зёрен, обуславливающих шероховатость стенки. Предположительно, данная трещина закрыта и её проницаемость равна нулю. **Эквивалентная апертура модельной трещины с плоскопараллельными гладкими стенками отображает лишь объём трещины.** При небольшом превышении пластового давления трещина несколько деформируется (например, за счёт наличия глинистой компоненты или ОВ), её объём и, соответственно, эквивалентная апертура модельной трещины несколько меняются, но проницаемость по-прежнему равна нулю (средняя позиция на **рис. 3.9.2**). Лишь при значительном подъёме пластового давления, если оно превышает приложенное к стенкам трещины вертикальное напряжение, трещина раскрывается и её проницаемость становится отличной от нуля (нижняя позиция на **рис. 3.9.2**).

В этом случае апертура эквивалентной модели уже отражает как объём трещины, так и её проницаемость [604].

Согласно этим представлениям возможен и вариант, когда трещина при повышении пластового давления остаётся замкнутой, но деформируется за счёт скольжения её стенок [604].

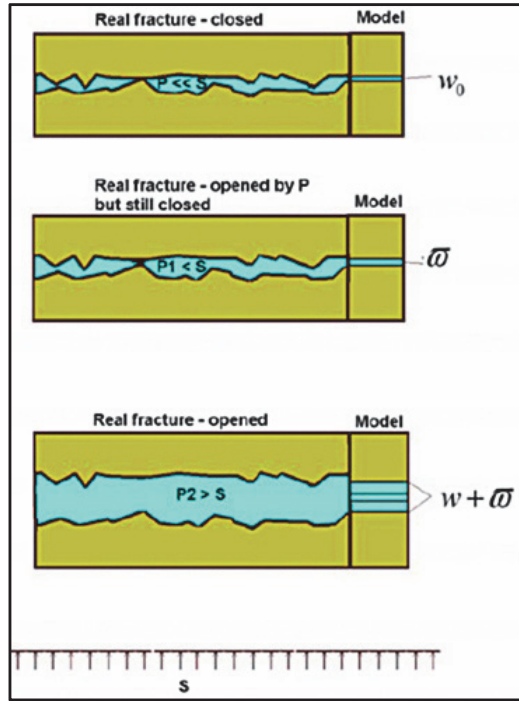


Рис. 3.9.2. Эволюция первоначально закрытой природной трещины при повышении пластового давления [604]

Вывод о малой сжимаемости проницаемых прослоев в баженовской свите сделан и в работе [123] – на основании постоянства коэффициента продуктивности скважин на Салымском месторождении в течение длительного срока эксплуатации на естественном режиме. В классической трещинной среде, за счёт смыкания трещин при снижении пластового давления, коэффициент продуктивности скважин снижается, если давление не поддерживается закачкой какого-либо агента.

Постоянство продуктивности означает, что смыкание трещин мало, или отсутствует вовсе. Это соответствует представлениям, сформулированным литологами много лет назад, при изучении особенностей трещин пород баженовской свиты.

3.10. Зависимость от температуры механических свойств пород БС и сходных с ними

3.10.1. Факторы, контролирующие изменение механических свойств обогащённых ОВ пород при нагреве

При ТГВ порода вместе с содержащимся в ней твёрдым ОВ нагревается до 200—400°С [68]. Поэтому для корректного моделирования этого метода разработки сведения о температурной зависимости механических свойств пород совершенно необходимы.

Как следует из данных, приведённых в **п. 2.4.2**, скелет пород БС состоит из различных минеральных компонент и органического вещества.

Температурная зависимость механических характеристик, как отдельных минералов, так и слагаемых ими пород, не содержащих в составе скелета ОВ, изучена достаточно подробно – можно сослаться на ряд учебных и справочных пособий [620—623]. В целом по данным монографии [622] скорость продольных волн в минералах изменяется от 2 до 18 км/с, поперечных – от 1,1 до 10 км/с.

Согласно расчётным и экспериментальным данным монографии [620], скорость распространения продольных волн уменьшается при повышении температуры. Однако величина снижения зависит от литологии, состава, структуры породы, характера цемента, типа насыщающего флюида и величины давления. При температурах 200—250°С максимальное уменьшение скорости – до 20% – отмечено в известняках и глинах, наименьшее – до 8% – в неглинистых кварцевых песчаниках [620]. При этом величина снижения скорости продольных волн от температуры уменьшается при росте или давления [620], или разности всестороннего и пластового давлений [623].

Изменение скорости с ростом температуры является не вполне монотонным [620, 623]. До примерно 90°С скорость продольных волн монотонно плавно снижается, затем происходит резкое увеличение темпа снижения скорости в интервале температур 90—150°С, после чего, с дальнейшим ростом температуры, снижение скорости продолжается монотонно, как и вначале, но с иным темпом [620, 623].

Главное отличие пород БС (и сходных с ними) состоит в наличии ОВ в скелете, причём при искусственном термолизе, который имеет место при ТГВ, исходное ОВ значительно преобразуется – смотри **п. 5.6.3**. Органическое вещество скелета породы претерпевает изменения не только своего химического состава, но и структуры, текстуры; появляются поры, заполненные жидкими УВ, трещины. Всё это отражается и на механических свойствах ОВ, а тем самым – и на механических свойствах породы в целом [586]. Поэтому при исследовании температурной зависимости механических характеристик пород, содержащих в скелете органику, значительное внимание

должно быть уделено именно влиянию термобарического преобразования ОВ на механические параметры породы.

В непреобразованном ОВ его структура такова, что оно может быть названо «несущим нагрузку» (load-bearing), в каком-то смысле наравне с зёрнами твёрдых минералов – кварца, кальцита и тому подобное [586].

В общем случае при нагреве породы, обогащённой ОВ, на первом этапе может выделяться и испаряться вода, содержащаяся в породе и некоторых глинистых минералах – например, смектите (смотри **п. 5.6.3**). Могут также преобразовываться некоторые термически неустойчивые минералы, например, нахколит или лаусонит [617] (*в БС эти минералы пока не обнаружены*).

При дальнейшем нагреве, изменение механических параметров породы обусловлено тепловым расширением минералов скелета, размягчением керогена, ростом порового давления. Кероген может стать гораздо более пластичным, чем окружающие компоненты минерального скелета, затекать в близлежащие поры. При анизотропии эффективных напряжений это может привести к значительным деформациям и существенному изменению компонент тензора деформаций [617].

Но основное изменение механических свойств пород с ОВ при нагреве связано с термодеструкцией и коренным преобразованием ОВ (смотри **п. 5.6.3**). В результате термического преобразования органического вещества происходит деструкция больших органических молекул, образуются жидкие УВ (смотри **п. 5.6**). По мере созревания ОВ, в той его части, которая не преобразована в УВ, увеличивается содержание ароматических соединений, структура этого остаточного ОВ упорядочивается.

При дальнейшем повышении температуры из керогена образуются газ и жидкие углеводороды, которые могут покидать место своей генерации (смотри **п. 5.6.3**), при этом возникшие жидкие ОВ могут далее также преобразовываться в газ; число пор с жидкими УВ увеличивается; возникает избыточное поровое давление. За счёт этих процессов в породе образуются «пустые» поры – на том месте, где до нагрева было твёрдое ОВ [617]. Остаточное ОВ приобретает губчатую структуру и в основном заполняет пустоты минеральной матрицы. Структура твёрдого ОВ (керогена) становится более плотной, частицы ОВ – более упругими [617].

При очень глубоком высокотемпературном преобразовании ОВ преобразуется до твёрдого углеродистого остатка или даже графита (смотри **п. 5.6.3.14**), и этот твёрдый углистый материал уже не занимает весь объём пор, а только его часть [586, 617].Фактически на поздних стадиях созревания ОВ взаимодействие ОВ и минеральной матрицы значительно ослабевает, и углеродистый остаток или графит действительно лишь заполняет матричные пустоты, что хорошо видно на **рисунках 3.8.1** и **3.8.2** в **п. 3.8.1.2**.

Если ОВ при 20°С в значительной степени контактирует с матрицей и может принять часть приложенной к породе нагрузки, то на поздней

стадии частички ОВ уменьшаются и всего лишь заполняют матричные пустоты.

Поскольку до термического преобразования ОВ принимало на себя часть приложенной к породе нагрузки, то такое «исчезновение» ОВ приводит к уменьшению величин модуля Юнга [406, 617], предела прочности на разрыв и предела прочности при сжатии, а также скоростей акустических волн [617].

Согласно работе [406]**с ростом температуры для обогащённых ОВ пород предел прочности на сжатие уменьшается по логарифмическому закону**, характер которого зависит от количества находящегося в породе ОВ. Вообще с ростом содержания ОВ в породе предел прочности на сжатие минеральной матрицы уменьшается, и для богатых органикой сланцев этот параметр становится очень низким.

Возрастание температуры, естественно, очень сильно сказывается на **ползучести породы, содержащей в скелете ОВ** [406]. Экстраполяция лабораторных данных к пластовым условиям показывает, что при *in situ* термолизе значительно облегчается образование трещин растяжения, а явления ползучести вообще более распространены в сланцах, чем в других породах, находящихся на той же глубине [406].

Исходная порода, содержащая в скелете ОВ, обычно имеет достаточно высокую прочность на сжатие как параллельно, так и перпендикулярно направлению напластования. После термолиза такой породы с низким содержанием ОВ она сохраняет достаточно высокие значения предела прочности на сжатие в обоих направлениях [406]. Это связано, по мнению авторов статьи [406], с высокой степенью цементации минеральных частиц скелета в обоих направлениях.

3.10.2. Экспериментальные данные по горючим сланцам

Механические свойства горючих сланцев из отложений на западе США при разных температурах экспериментально исследованы в работе [617]. Некоторые ориентировочные величины механических параметров приведены в **таблице 3.10.1** [617]. Эти данные дают представление о степени и характере температурной зависимости механических свойств горючих сланцев для двух уровней качества.

Для пород БС, насколько можно судить по опубликованным данным, подобных исследований не проводилось, или они проведены в весьма малом объёме.

На **рис. 3.10.1** показано влияние температуры на результат непрямого определения прочности на разрыв для пород разного уровня качества.

Согласно этим данным, при одной и той же температуре предел прочности на разрыв практически линейно уменьшается с ростом уровня качества породы.

Температура,°C / Параметр	150		300		450	
Содержание ОВ, % объёмные	20	50	20	50	20	50
Выход УВ, литр/т	63	210	63	210	63	210
Модуль Юнга, ГПа	6.5 ± 0.5	5	1	0.5	< 1	< 1
Предел прочности при неограниченном сжатии, МПа	45 ± 5	35	20	15	18	–
Коэффициент Пуассона			0.3	0.3		0,40(?)
Угол внутреннего трения горной породы, градусы	30	25	30	25	30	10(?)
Когезия, МПа	10	7	7	5	5(?)	–
Предел прочности на разрыв, МПа	4	2	2	1	–	–

Таблица 3.10.1. Механические параметры горючих сланцев для трёх температур и при двух уровнях качества породы, оцениваемого по результату термолиза методом Фишера [617]

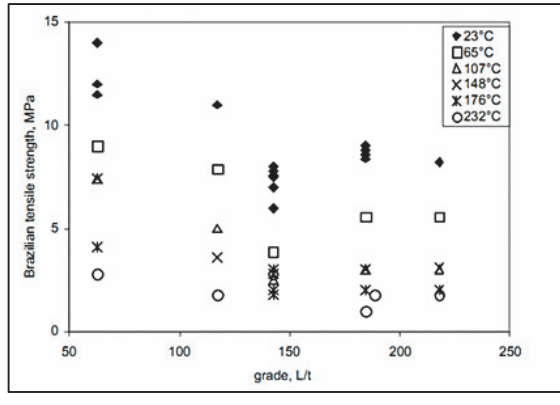


Рис. 3.10.1. Результаты непрямого испытания предела прочности на разрыв образцов горючих сланцев разного уровня качества [617]

Примечание. Непрямое определения предела прочности на разрыв заключается в приложении к цилиндрическому образцу по всей его боковой поверхности нагрузки, перпендикулярной оси, до появления в образце трещины, перпендикулярной основаниям цилиндра.

При одном и том же уровне качества с ростом температуры предел прочности на разрыв уменьшается с ростом температуры по логарифмическому закону, как это видно из **рис. 3.10.2**.

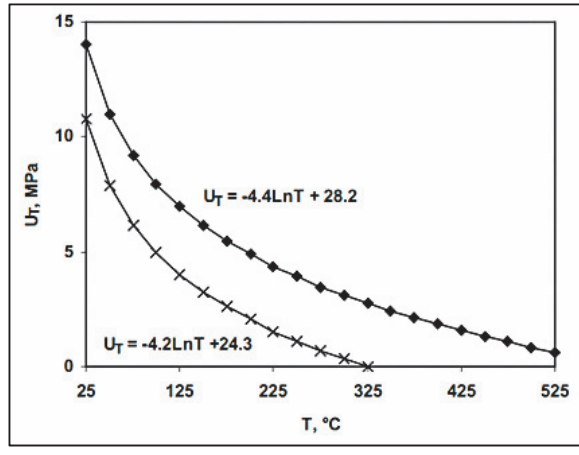


Рис. 3.10.2. Зависимость от температуры предела прочности на разрыв для горючих сланцев двух уровней качества [617]; верхняя кривая – низкого качества, нижняя – высокого качества.

3.10.3. Зависимость от температуры механических свойств пород, слагающих залежи сланцевой нефти и газа

3.10.3.1. Экспериментальные исследования

В целом качественно сходные результаты по изменению механических свойств пород с температурой получены и при изучении образов пород, слагающих месторождения «сланцевой нефти или газа».

Например, в работе [587] исследовали образцы сланцевых пород месторождений Barnett и Green River. Образцы исследовали до и после *термолиза, который проводили без присутствия воды, в закрытом реакторе.* В отличие от многих иных экспериментов, меняя всестороннее давление обжима, задавали определённое эффективное давление, равное разности приложенного давления обжима и порового давления.

Для каждого месторождения изучали образцы двух типов: выпиленные параллельно («параллельный») и перпендикулярно («вертикальный») по отношению к плоскости напластования. Образцы представляли собой цилиндры диаметра и высоты 2,0 см, на которых измеряли скорости P-и S-волн (другие аспекты этой работы смотри в п.4.2.5).

В образцах месторождения Barnett, имевших слоистую текстуру, после термолиза от стадии нефтяного окна к газовому окну образовывались трещины субмикронного масштаба, ориентированные преимущественно в направлении первоначальной слоистости (смотри **п. 4.2.5**). Вероятнее всего, их возникновение является результатом образования УВ в результате

термолиза (подробнее смотри **п. 5.6.3**). При росте степени зрелости от нефтяного окна к газовому окну появление такой новой пустотности приводит к **снижению скоростей акустических волн в направлении, перпендикулярном напластованию, примерно на 13%**.

Если же **давление обжима превосходит 20 МПа** и поровое давление равно нулю, то возникающие трещины закрываются, и скорости акустических волн в образце – при этих двух стадиях зрелости – практически совпадают, как видно из данных **таблицы 3.10.2**. Определения различных акустических параметров пород, помещённых в них, показаны на **рис. 3.10.3**.

Стадия зрелости	Акустические параметры, м/с*)	
	V_P (0°)	V_S (0°)
Нефтяного окна	3153	1921
Газового окна	3126	1932

*)определение параметров дано на **рис. 3.10.3**

Таблица 3.10.2. Изменение некоторых акустических параметров образцов месторождения Barnett в результате термолиза при давлении обжима 50 МПа [587]

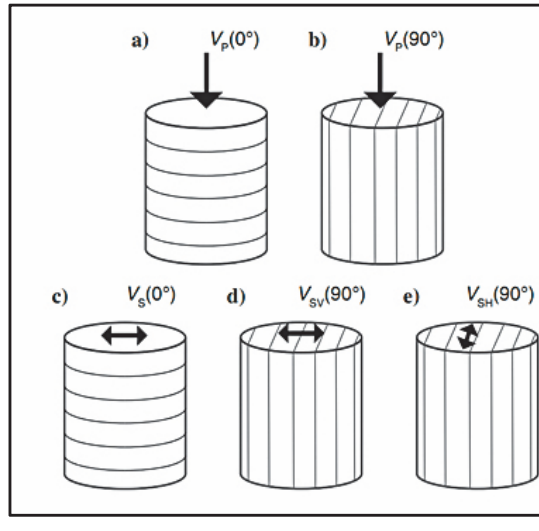


Рис. 3.10.3. Определения различных акустических параметров, приведённых в таблице 3.10.3 [587];
a) P-волна, распространяющаяся перпендикулярно напластованию, b) P-волна, распространяющаяся параллельно напластованию, c) S-волна, распространяющаяся перпендикулярно напластованию, d) S-волна, распространяющаяся параллельно напластованию, но поляризованная перпендикулярно напластованию, e) S-волна, и распространяющаяся, и поляризованная параллельно напластованию

В таких образцах анизотропия акустических скоростей возрастает после термолиза [587].

В образцах месторождения Green River, в которых слоистая текстура была крайне слабо выражена, появление ориентированных пустот после термолиза не отмечено. В этих образцах в результате преобразования органического вещества, принимавшего на себя часть приложенной нагрузки, оно мигрирует тем или иным образом из кристаллической микроструктуры скелета. **Это приводит к гораздо более изотропному уменьшению скоростей акустических волн, примерно на 20% [587].** Результаты эксперимента для образцов месторождения Green River приведены в **таблице 3.10.3**, определения различных акустических параметров пород, помещённых в ней, показаны на **рис. 3.10.3**.

Стадия зрелости ОВ	Акустические параметры, м/с*)				
	V_P (0°)	V_P (90°)	V_S (0°)	V_{SV} (90°)	V_{SH} (90°)
Начальной зрелости	4229	4528	2171	2292	2497
Нефтяного окна	3856	4181	2076	2229	2371
Газового окна	3518	3891	1959	1797	2129

*)определение параметров дано на **рис. 3.10.3**

Таблица 3.10.3. Изменение некоторых акустических параметров образцов месторождения Green River в результате термолиза при давлении обжима 50 МПа [587]

Таким образом, характер зависимости от температуры механических параметров (в том числе и скоростей акустических волн, механической анизотропии) породы, обогащённой ОВ (и пород баженовской свиты), будет определяться не только количеством ОВ, но и характером его распределения в породе.

В частности, температурная зависимость будет заметно различаться для двух вариантов распределения керогена, независимо выделенных в работах [587] и [609] (смотри также **рис. 5.5.6** в **п. 5.5**):

а) если ОВ распределено среди минеральных частиц породы в виде вытянутых, ориентированных в плоскости напластования, линз, слойков, прослоев;

б) если распределение ОВ не имеет определённой упорядоченности, просто заполняя промежутки между частицами или пустоты в скелете.

В работе [575] изменение с температурой и величины, и степени неоднородности модуля Юнга у образцов, слагающих месторождение Bakken, изучали на микроуровне (смотри подробнее об этой работе **п. 3.8.1.2**).

Модуль Юнга определяли методом nanoindentation, позволяющего оценить кажущуюся величину модуля Юнга.

Сравнение данных измерений кажущихся модулей Юнга до и после термолиза показало существенное изменение характера их распределения: величины кажущегося модуля Юнга сместились в сторону меньших значений (смотри **рис. 3.10.4**). Резкое снижение значений модуля Юнга, измеренных на поверхности образца (**рис. 3.10.4**), является следствием появления на поверхности слоя битумоидов в результате термолиза.

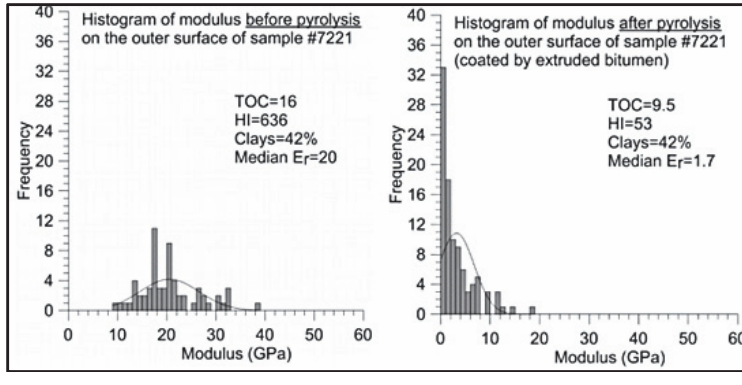


Рис. 3.10.4. Гистограммы измеренных значений кажущегося модуля Юнга *на поверхности* образца сланца месторождения Bakken до (слева) и после (справа) термолиза [575]

Однако сходные результаты получены и при аналогичных измерениях *по сечениям* образцов (смотри рис. 3.10.5). При этом уменьшение величин кажущихся значений модуля Юнга тем выше, чем выше TOC исходных образцов.

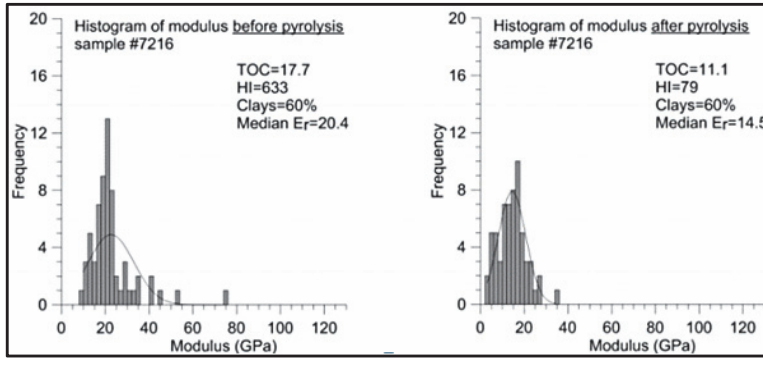


Рис. 3.10.5. Распределение результатов измерений кажущегося модуля Юнга *по сечению* образца сланца месторождения Bakken до (слева) и после (справа) термолиза [575]

Таким образом, – как из общих соображений, так и экспериментальных данных, – термодеструкция ОВ, содержащегося в скелете породы, приводит к снижению величины модуля Юнга и акустических скоростей.

При этом конкретные величины такого снижения определяются значительным числом факторов: в том числе, характером распределения ОВ в скелете породы (слоистое, вкрапления, рассеянное и тому подобное). Для пород БС, насколько можно судить по опубликованным данным, подобных исследований не проводилось.

3.10.3.2. Расчётные зависимости механических параметров пород от температуры

Как указано в **п. 3.8.1.2**, различные методы экспериментального определения механических параметров ОВ, – в том случае, когда оно состоит из различных фаз, резко отличающихся по своим свойствам, – недостаточно эффективны. Поэтому в ряде работ для определения механических параметров пород применяются расчётные схемы.

Например, такой подход применён в работе [581], в которой механические свойства пород, слагающих месторождения сланцевой нефти и газа, **моделировали** при следующих предположениях.

1. Пренебрегали преобразованием смектита в иллит в процессе термического преобразования породы.
2. Считалось, что частицы глины имеют гексагональную симметрию с пятью упругими константами: C_{11} = 44,9 ГПа, C_{33} = 24,2 ГПа, C_{44} = 3,7 ГПа, C_{66} = 11,6 ГПа, C_{13} = 18,1 ГПа.
3. Поры в глине изолированы и заполнены солёной водой.
4. При построении модели породы различные компоненты (кварц, кальцит, кероген) добавляли в пористую глинистую матрицу (**рис. 3.10.6**).
5. Моделирование керогена разной степени зрелости (смотри **п. 3.8.1.2**) осуществляли путём:
   - **а)** добавления в кероген пор с различным насыщением (смотри **рис. 3.8.5** в **п. 3.8.1.2**) и
   - **б)** используя литературные данные для параметров керогена на разных стадиях зрелости (смотри таблицу 3.8.1 в **п. 3.8.1.2**).
6. На стадии завершения созревания объединяли кероген и графит, вычисляя параметры такой смеси методами теории эффективных сред. При этом параметры графита приняты следующими: объёмный модуль упругости – 4,79 ГПа, модуль сдвига – 4,54 ГПа.
7. Аспектное отношение пор в керогене определяли по данным электронной микроскопии.
8. Распределение направлений ориентации глинистых агрегатов принято нормальным.

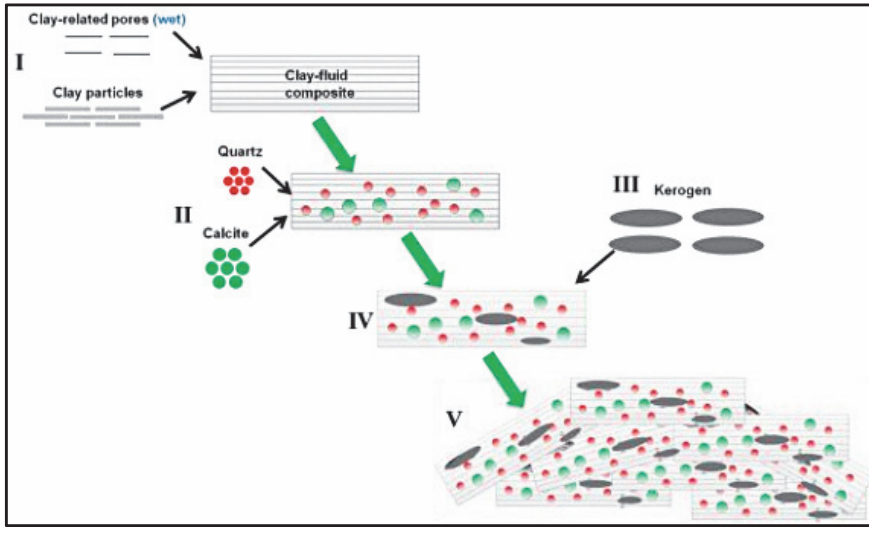


Рис. 3.10.6. Схема процесса построения модели сланца для оценки его механических свойств [581]

Некоторые результаты моделирования показаны на **рис. 3.10.7**, где отражением влияния температуры служит шкала «керогеновой пористости» φ_k, возрастающей при степени температурного преобразования ОВ.

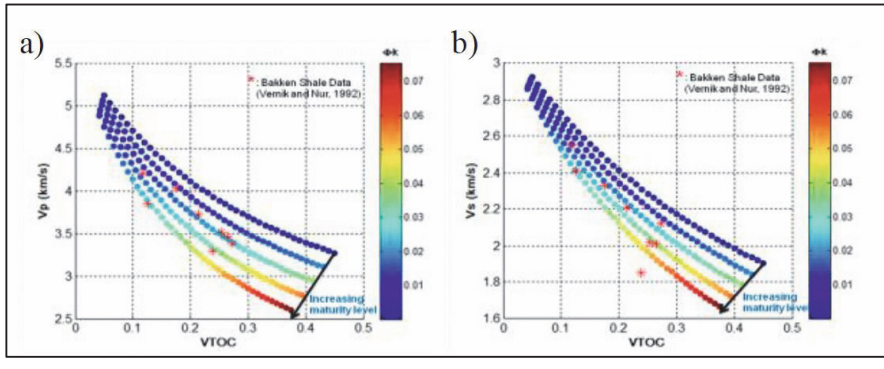


Рис. 3.10.7. Результаты моделирования зависимости скорости P-волны (a)и S-волны (b) сланцев от количества органического углерода (VTOC) и керогеновой пористости φ_k[581]; справа – цветовая шкала φ_k; *красные звёздочки* – экспериментальные результаты для сланцев месторождения Bakken (R_o – от 0.6 до 1.1%)

Согласно результатам работы [581], чем выше уровень зрелости ОВ в породе и чем больше содержание органического углерода (TOC), тем больше анизотропия механических свойств и ниже отношение V_p/V_s.

При высоком значении TOC уровень зрелости OB определяет механические свойства породы, обогащённой OB; при низких значениях TOC определяющим фактором является именно величина TOC.

Похожее исследование проведено в работе [586]. Рассматривалась модельная сланцевая порода, состоящая из OB, с параметрами, приведёнными в **таблице 3.8.1** в **п. 3.8.1.2**. Сланец состоял из 20% глины, 20% карбонатов, 60% кварца и полевого шпата. Упругие модули минералов взяты из литературных данных. **Предполагалось, что керогеновая пористость связана с общим содержанием органического углерода: для начальной стадии созревания и стадии зрелости соотношение объёмов твёрдого OB и пор в нём составляет 2:1, а на стадии завершения созревания – 1:1**. Для простоты предполагалось, что керогеновые поры заполнены жидкими УВ на всех стадиях, кроме последней, а на стадии завершения созревания поры заполнены газом. Все поры, – и керогеновые и в минеральной матрице, – предполагались эллипсами, с величиной аспектного отношения 0,4 и 0,25 соответственно.

Результаты расчёта представлены в виде графиков зависимости отношения скоростей P- и S- волн от P-импеданса (смотри **рис. 3.10.8**).

Как можно заключить из **рис. 3.10.8**, рост содержания OB приводит к увеличению сжимаемости ввиду низких скоростей и плотности органического вещества. Однако **зависимость отношения скоростей акустических волн от степени термодеструкции OB при созревании более сложная, и её характер зависит также и от содержания кварца и полевых шпатов. В целом влияние преобразования OB даже слабее, чем содержания твёрдых минералов – кварца и полевых шпатов.**

С ростом степени созревания (и термодеструкции) OB возрастает анизотропия распространения P- и S- волн [586], что согласуется с результатами работы [581].

Подчеркнём, что моделирование температуры в работах [581, 586] оценивалось не при её непрерывном изменении, а лишь при трёх уровнях зрелости OB; поэтому для анализа результатов искусственного термолиза породы при ТГВ данные работ [581, 586] могут рассматриваться лишь как качественные.

3.10.4. Выводы по материалу п. 3.10

Главный вывод из приведённых в данном пункте результатов состоит в том, что в БС степень искусственной термодеструкции OB (керогена) при моделировании ТГВ должна учитываться при оценке изменения упругих свойств породы.

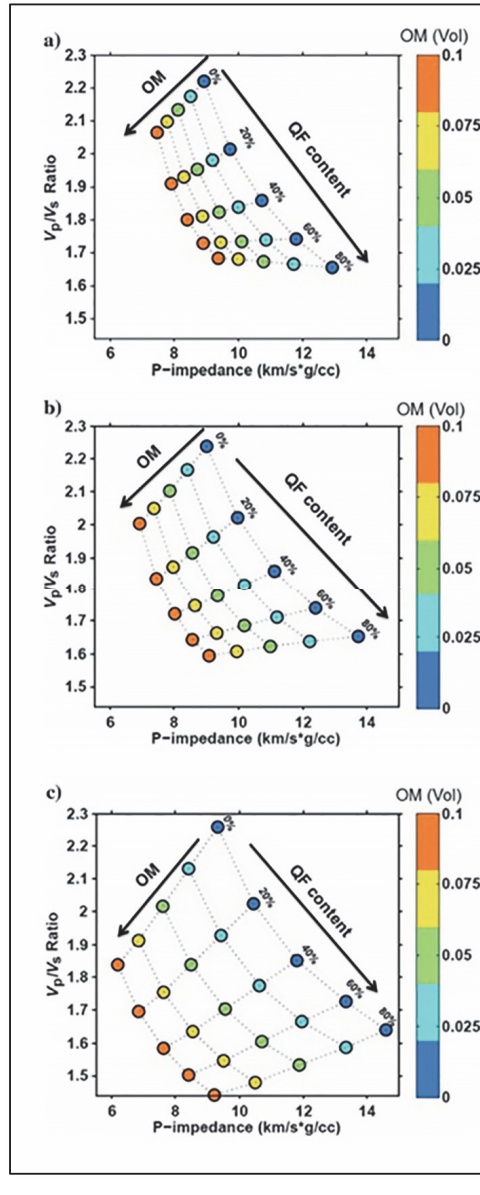


Рис. 3.10.8. Влияние состава породы и стадии созревания ОВ на упругие характеристики модельного сланца [586];
a) начало созревания ОВ, **b)** стадия зрелости ОВ, **c)** завершение созревания ОВ; **OM** – содержание органического вещества, **QF** – суммарное содержание кварца и полевого шпата

Для БС такие исследования должны быть выполнены, прежде всего, для корректной интерпретации данных ГИС; в частности, при разработке методики контроля протекания процессов при ТГВ в разрабатываемом пласте.

При этом можно ожидать следующих качественных особенностей такой зависимости, отмеченных при изучении пород, сходных с БС:

1. Увеличение степени термодеструкции ОВ скорее всего должно приводить к уменьшению величин модуля Юнга, предела прочности на разрыв и предела прочности при сжатии, а также скоростей акустических волн в результате ТГВ.

2. Возможно, как и для горючих сланцев, при одной и той же температуре искусственной термодеструкции ОВ предел прочности породы на разрыв будет практически линейно уменьшаться при одновременном росте количества ОВ и снижении уровня его начальной преобразованности до искусственного термолиза. Возможно, что при одинаковых значениях этих показателей с ростом температуры предел прочности на разрыв будет уменьшаться с ростом температуры по логарифмическому закону.

3. Возрастание степени термического преобразования ОВ при ТГВ скорее всего будет приводить к снижению акустических скоростей P- и S-волн, при возрастании степени их анизотропии, причём снижение скоростей, вероятно, будет составлять порядка 10—20%.

4. Характер зависимости механических параметров (в том числе и скоростей акустических волн, анизотропии) пород баженовской свиты от степени термического преобразования ОВ будет определяться не только количеством ОВ, но и характером его распределения в породе. В частности, температурная зависимость будет заметно различаться для двух вариантов распределения:

а) если ОВ распределено среди минеральных частиц породы в виде вытянутых, ориентированных в плоскости напластования линз, слойков, прослоев;

б) если распределение ОВ не имеет определённой упорядоченности, просто заполняя промежутки между частицами или пустоты в скелете.

5. Возможно, что при высоком значении ТОС определять механические свойства пород БС будет уровень термодеструкции ОВ; при низких величинах ТОС определяющим фактором будет являться именно значение ТОС.

3.11. Выводы по материалам части III

В заключение этой части обзора ещё раз подчеркнём, что число работ, в которых с разных позиций рассматривается существование трещин в породах баженовской свиты, огромно, и, разумеется, далеко не исчерпывается теми примерами, которые приведены выше.

Очевидно, что рассмотрение процессов возникновения трещиноватости баженовских отложений, по понятным объективным причинам, носит во многом теоретический или даже умозрительный характер.

Тем не менее, по совокупности приведённых в обзоре данных и представлений, можно констатировать следующее.

1. Имеются различные косвенные признаки существования в породах высокопроницаемых путей фильтрации, основным из которых является широкий разброс начальных дебитов и накопленных отборов из добывающих скважин и наличие высоких значений начального дебита.

2. Наличие трещиноватости различного типа является наиболее естественным и логичным объяснением существования таких высокопроводящих каналов.

3. В принципе, в породах БС возможно существование ослабленных, разуплотнённых зон, возникающих в процессе диа- и катагенеза, причём предложено значительное число различных **литологических механизмов** появления таких зон. В дальнейшем при возникновении в породе различных механических напряжений тектонического или литологического характера, по этим ослабленным зонам происходит нарушение сплошности пород.

4. Весьма вероятно, что образование жидких и газообразных УВ при погружении пород, обусловленное действием возрастающих поровых давлений и повышенных температур, приводит к появлению аномально высокого порового давления.

5. Появление такого высокого внутрипорового давления может приводить к растрескиванию пород и образованию систем микротрещин («автофлюидоразрыв»). Растрескиванию пород за счёт автофлюидоразрыва способствует существование в породах уже упомянутых ослабленных, разуплотнённых зон различного происхождения. Разуплотнение пород до автофлюидоразрыва может быть вызвано не только литологическими, но и тектоническими процессами.

Возможно также, что осуществляется и иная последовательность растрескивания пород – действию тектонических сил способствует предварительное появление трещиноватости и разуплотнённых зон за счёт автофлюидоразрыва.

6. Несмотря на наличие техногенных трещин в образцах керна при их выбуривании и подъёме, в кернах фиксируется наличие микротрещин, которые с той или иной степенью достоверности могут быть отнесены к **не техногенным**.

7. В большинстве исследований считается, что именно горизонтальные трещины, возникающие за счёт тангенциальных тектонических напряжений, играют более значительную роль в появлении высокопроводящих путей фильтрации.

В последнее время всё большее число исследователей с различных позиций приходит к мнению, что роль вертикальных (субвертикальных) тектонических дизъюнктивных нарушений при формировании коллекторов в БС более значима, чем это считалось ранее.

Часть исследователей придерживается даже представлений о блоковом характере залежей нефти в баженовской свите; краевые части блоков приурочены к зонам вертикальных (субвертикальных) тектонических нарушений и характеризуются высоким начальным дебитом, а центральные части блоков – низкими начальными дебитами нефти.

Судя по опубликованным данным, в БС следует ожидать наличия как субвертикальных, так и субгоризонтальных трещин различного пространственного масштаба.

8. Часть пустотного пространства систем трещин разных рангов, согласно данным **п. 3.7**, часто залечена вторичными минералами и органическим веществом. Кроме того, согласно данным **п. 3.8.5**, механическая неоднородность пород БС приводит к искривлению траектории трещин. С гидродинамической точки зрения, по указанным причинам фильтрация по так называемым «трещинам» происходит по гораздо более извилистым и запутанным путям, чем в трещинах классического типа, характерных, например, для массивных карбонатов, скальных пород и тому подобное. Кроме того, и сами «трещины» повторяют во многом конфигурацию ослабленных зон в породе, то есть их топология скорее всего не соответствует классическим представлениям.

Такую двумерную пустотность сложной пространственной топологии скорее можно охарактеризовать как «трещиноподобную пустотность», а не как трещины в классическом понимании. Судя по опубликованным данным, пространственная неоднородность механических свойств пород весьма велика на микроуровне, ввиду контактов зёрен и частичек породы с резко различными свойствами (кварц, ОВ, глина, пирит и тому подобное). Поэтому следует ожидать, что именно микротрещины будут иметь сложную и извилистую траекторию.

Справедливость того или иного представления трещиноподобной пустотности может быть определена лишь по реальной топологии пустотного пространства, которая может быть установлена лишь по данным тщательных исследований (в том числе томографических, выполненных на разных пространственных масштабах). Проведение таких целенаправленных работ представляется весьма желательным.

В любом случае, моделировать истинную топологию такой трещиноподобной пустотности достаточно сложно. На сегодняшний день неясно также, насколько фильтрация в ней пластовых флюидов может описываться в рамках некоторой эквивалентной системой системы гладких трещин, подобранными с подобранными эффективными параметрами.

9. За счёт сравнительно малой раскрытости предполагаемых трещин число контактов минеральных зёрен в трещине велико, что приближает сжимаемость пород БС к сжимаемости не трещинных разностей. Этому же способствует залеченность части пустотного пространства трещин кальцитом, пиритом и некоторыми иными минералами.

Поэтому при традиционных измерениях дебита скважин на разных режимах может не наблюдаться характерной нелинейности получаемой кривой, которая характерна для классических массивных трещиноватых или трещинных пластов.

10. Следует всё же отметить, что ряд исследователей склоняется вообще к отрицанию наличия трещин в породах баженовской свиты или к уменьшению их значимости для разработки. Так, в одной из последних работ по изучению баженовской свиты – диссертации Г.А. Калмыкова [386] – утверждается, что «в породах БС установлено наличие трещиноватости, однако, выделить трещинный или трещинно-кавернозный тип коллектора, как преобладающий в БС, не удалось. Трещины в БС, по большей части, являются техногенными, образовавшимися при бурении или за счёт подъёма керна на поверхность при снятии давления; выявлены также литогенетические трещины, образованные за счёт тонкой параллельной слоистости в породах; установлены тектонические трещины с отсутствием признаков нефтенасыщения по характеристике свечения керна под ультрафиолетом. Установленные трещины с выпотами нефти являются единичными без сообщения между собой, насыщение трещин происходит за счёт пород матрицы. Проведённые в ряде скважин Салымской группы месторождений исследования электрическими микросканерами FMI, а также отборы проб нефтей приборами MDT показали, что в исследованных интервалах естественная трещиноватость во многих интервалах залегания пород БС развита очень слабо; выделенные природные трещины, как правило, залечены; основные интервалы притока или положительного отбора проб не связаны с интервалами трещиноватости. При исследовании керна из продуктивного интервала макроскопических трещин выявлено не было. При исследовании структуры порового пространства пород из продуктивного интервала с помощью рентгеновского микротомографа трещин также не выявлено».

Представляется, что вопрос этот может быть прояснён только на основании специальных гидродинамических исследований (смотри подробнее **пп. 6.2, 6.3**).

11. В подавляющем большинстве моделей коллекторов БС обязательной составляющей являются трещины разных порядков. Причём как в моделях, сформулированных в 1970—80-х годах, так и в последние годы. С самого начала изучения баженовской свиты [269] все исследователи рассматривали существование трещин как необходимое свойство слагающих её пород.

Поэтому, несмотря на то, что у разных исследователей существуют разные представления о существовании и значимости трещинной составляющей динамической пустотности пород БС, создатели инструмента для численного моделирования разработки БС должны обеспечить возможность моделировать наличие в БС иерархической системы трещин разного масштаба. При этом должна быть обеспечена различная зональность моделируемого объекта: часть зон может не иметь трещин вовсе; заметно различными могут быть раскрытость, длина и плотность трещин в разных зонах; степень сообщаемости разных зон также может различаться.

Для универсальности разрабатываемого инструмента это должно быть обеспечено независимо от представлений о наличии и значимости трещин конкретного исследователя или группы специалистов.

12. Следует подчеркнуть, что в основном выделение трещин производится по косвенным признакам, на основании данных геофизических исследований (ГИС, сейсмика) или визуального описания керна.

Фильтрационная значимость или фильтрационная параметризация трещин различного пространственного масштаба исследуется лишь в редких случаях.

Поэтому представляется совершенно необходимой разработка специальных методов таких исследований. Некоторые возможные направления таких разработок кратко рассмотрены в п. 6.3.

ЧАСТЬ IV. ПОРИСТОСТЬ, ПРОНИЦАЕМОСТЬ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ПАРАМЕТРЫ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

4.1. Пористость пород баженовской свиты

4.1.1. Некоторые особенности определения типов пористости пород баженовской свиты

Одной из особенностей изучения пустотного пространства пород баженовской свиты является наличие органического вещества в скелете пород, а также существование в нерастворимой части этого органического вещества (керогене) **закрытых пор**, насыщенных битумоидами – продуктами катагенеза ОВ под действием давления и температур при погружении отложений (смотри **п. 4.1.4.3**).

Поэтому при изучении пустотного пространства пород баженовской свиты используются термины, несколько отличные от общепринятой терминологии для традиционных осадочных пород [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]. Уточнённые определения, **заимствованные из этих работ**, приведены в **таблице 4.1.1**.

Общая пористость равна сумме динамической и остаточной пористости.

Динамическая пористость определяется как максимальное значение из двух величин: пористости, определяемой по газу до экстракции и пористости по керосину до экстракции.

Величины закрытой пустотности; закрытой пустотности, занятой свободными УВ; остаточной пустотности определяются при сопоставлении данных специальных пиролитических исследований, включающих в себя исследования как кусковых, так и порошкообразных образцов породы, проводимых на них как до, так и после экстракции растворителями.

Наглядно различные типы пористости в породах БС можно проиллюстрировать рисунком из работы [386] (смотри **рис. 4.1.1**).

Сравнение различных методик определения порового пространства в породах баженовской свиты, проведённое в цикле работ [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386], показывает, что наиболее корректно проводить определения коэффициента пористости по керосину, на неэкстрагированных образцах. Расхождение пористости по керосину, определённой до и после экстракции, связано с наличием в породах БС тупиковых пор [129]. Такие поры, в частности, могут возникать и при блокировании части пустотного пространства битумоидами, закупоривающими каналы малого сечения, характерные для тонкозернистых разностей пород [129, 270].

Параметры	Общеупотребля-емый термин для традиционных коллекторов	Определение параметра для баженовской свиты	Насыщение пустотного пространства
Общая пустотность или общая пористость	Общая пористость	Общий объем открытых и изолированных пустот в породе: - межкристаллические пустоты между карбонатными минералами и минералами группы кремнезёма; - пустоты в минералах и внутрикерогеновые пустоты; - пустоты в микроконкреционных скоплениях пирита. Размер пустот больше размера молекул метана (0,38 нм)	1. Подвижная нефть сообщающихся пустот 2. Свободная не связанная с твёрдой фазой микронефть закрытых пустот 3. Физически связанные с поверхностью твёрдой фазы углеводородные (УВ) и гетероатомные (ГА) соединения всех пустот породы (сообщающихся и закрытых). 4. Физически связанная вода
Динамическая пористость	Динамическая пористость	Объем породы, заполненный УВ и ГА соединениями, способными к перемещению в системе естественных пустотных каналов и вытеснению из породы без химических воздействий на нее	Подвижная нефть сообщающихся между собой пустот
Закрытая пустотность	Закрытая пористость	Объем закрытых пустот в породе	Свободные и адсорбированные на поверхности УВ и ГА соединения нефтяного ряда в закрытых пустотах
Закрытая пустотность, занятая свободными УВ	–	Объем закрытых пор в породе, занятых свободными УВ	Свободные УВ и ГА соединения нефтяного ряда в закрытых пустотах
Остаточная пустотность	–	Объем породы, заполненный физически связанными с поверхностью твёрдой фазы УВ и ГА соединениями	Физически связанные с поверхностью твёрдой фазы УВ и ГА соединения нефтяного ряда
Подвижные УВ и ГА соединения	–	Способные к перемещению в системе поровых каналов при наличии перепада давлений	–
Неподвижные и ГА соединени	–	Физически связанные с поверхностью твёрдой фазы УВ и ГА соединения	–

Таблица 4.1.1. Термины для обозначения ключевых параметров при исследованиях керна пород БС [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386]

Разница между коэффициентами пористости до и после экстракции соответствует объёму породы, которое заполняют неподвижные углеводороды, содержание которых может быть оценено и при пиролитических исследованиях. Иными словами – это объем порового пространства, который занимают сорбированные углеводородные соединения и свободные УВ, но закупоренные в порах тяжёлыми смолисто-

асфальтеновыми компонентами [270, 386]. Пример таких определений приведён на **рис. 4.1.2** [386].

Этот объем порового пространства может быть освобождён от УВ только при разрушении связи УВ с твёрдой фазой – например, нагревом.

Весьма низкие средние значения пористости разных литотипов, определённые керосинонасыщением, приведены в работе [93] (смотри **таблицу 4.1.2**), но при этом получены высокие значения пористости, определённой плотностным методом.

Та же закономерность, разумеется, наблюдается и для величин пористости, осреднённых по разрезу пласта $Ю_0$ в различных скважинах [93], как следует из данных **таблицы 4.1.3**.

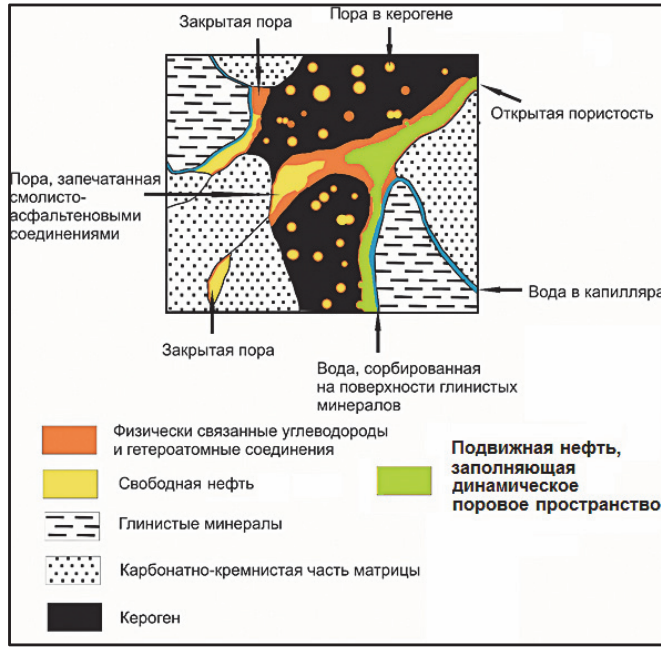


Рис. 4.1.1. Модель порового пространства и насыщающих флюидов для пород баженовской свиты [386]

Значения пористости, определённой керосинонасыщением, фактически отражают динамическую пористость пород. Разность же между пористостью, определённой двумя использованными методами,
характеризует объём неподвижных углеводородов, находящихся:

а) в поровом пространстве и

б) в скелете, но формирующих часть поверхности стенок поровой сообщающейся системы пустот.

Именно они могут растворяться при экстракции керна.

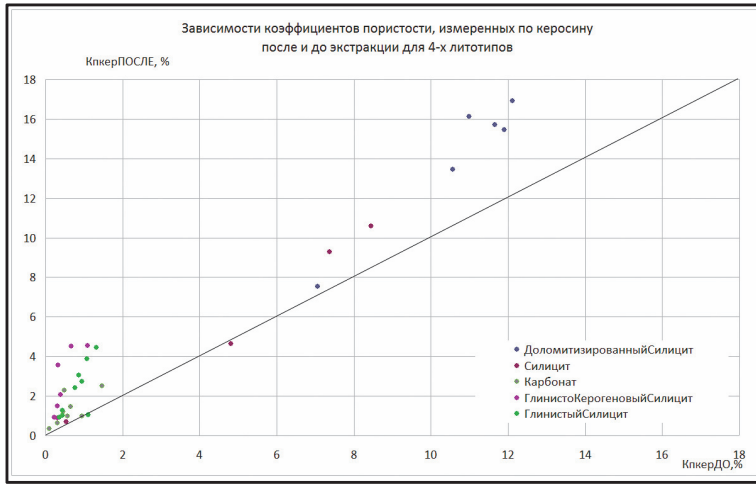


Рис. 4.1.2. Сравнение значений пористости, измеренной по керосину до и после экстракции, для пяти литотипов [386]

Номер литотипа	Характеристика литотипа*)	Пористость по керосину, %	Пористость плотностным методом, %
1	Тонколистоватые глинисто-кремнистые разности	1,48	6,79
2	Тонколистовато-чешуйчатые глинисто-кремнистые разности	1,35	6,31
3	Тонколистовато-чешуйчатые глинисто-карбонатно-кремнистые разности	0,95	6,35
4	Радиоларит кремнистый	1,27	3,82
5	Радиоларит известковый	1,66	3,36

*)Литолого-минералогическая характеристика выделенных в [93] литотипов приведена в **таблице 2.4.9 (п 2.4.3)**

Таблица 4.1.2. Величины пористости пород баженовской свиты, определённые керосинонасыщением и плотностным методом [93]

Месторождения	Скважина	Пористость по керосину до экстракции, %	Общая пористость после экстракции, %
Камынское	3821	2,43	7,19
Биттемское	30	1,05	6,06
Ульяновское	3303	1,52	8,62
Ульяновское	3304	10,70	9,52
Ульяновское	3305	0,74	8,55
Ульяновское	3306	0,93	8,55
Ульяновское	3307	1,21	8,49
Ай-Пимское	4021	1,55	1,51

Таблица 4.1.3. Усреднённые ёмкостные и плотностные параметры пород БС (пласт $ЮС_0$) [93]

Согласно данным работы [89], в разностях пород, содержащих значительное количество глинистых компонент, представленная седиментационными порами динамическая пористость составляет от 3 до 7% всего седиментационного пустотного пространства.

Авторы указанного выше цикла исследований [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386] пришли к выводу, что при оценке нефтеизвлечения не следует учитывать открытую пористость по газу и керосину *после экстракции органическим растворителем*. Как полагают авторы цитируемых работ, это связано с тем, что в результате экстракции в большинстве случаев происходит образование микротрещиноватости пород баженовской свиты, за счёт очистки пустотного пространства от битумоидов, которые не извлекаются из порового пространства пород классическими методами добычи нефти; это приводит к некорректности использования таких данных для дальнейших оценок.

4.1.2. Общие величины пористости

Как следует из **п. 2.4.3**, породы БС сложены различными компонентами и в значительно изменяющихся пропорциях. Поэтому средняя величина пористости может характеризовать такие отложения лишь весьма ориентировочно, и пригодна только для грубых оценок. Тем не менее, подобные величины дают определённое представление о ёмкостных свойствах пород и встречаются в опубликованных работах различных исследователей.

Так, согласно монографии [131] открытая пористость битуминозных пород, определённая без экстракции стандартным методом Преображенского, равна в среднем 4,96%, а измеренная методом ЯМР – 5,9%. Максимальной открытой пористостью, в среднем – от 8,39 до 10,68%, обладают микрослоистые битуминозные глины.

По данным ВНИГРИ [306, стр.61] общая пористость пород баженовской свиты изменяется от 2% до 16% и в среднем составляет 7—9%.

Определениями пористости пород пласта $Ю_0$, проведёнными в СибНИИНП, ВНИГРИ и ЗапСибНИГНИ [108, 110], установлено, что общая пористость коллекторов в неэкстрагированных образцах изменяется от 3 до 16% и составляет, в среднем, 10,5%.

В работах [158, 286] указано, что по суммарным данным ряда месторождений БС общая пустотность пород баженовской свиты достигает 16%, но наиболее типичные значения – от 6 до 10%, как следует из **рис. 4.1.3**.

На **рис. 4.1.4** приведено распределение пористости по керну пород нефтематеринской матрицы на Западе Широтного Приобья [87]. Из этих данных видно, что модальное значение пористости матрицы составляет примерно 8—9%.

В то же время значительное число образцов, отобранных из баженовской свиты на иных площадях, имели пористость значительно меньшую: на территории, исследованной в работе [94], – от 0,06% до 7,6% (смотри ниже

таблицу 4.2.3), а на Сахалинской и Восточно-Сахалинской площадях – от 0,08% до 4,8% [250] (смотри ниже **таблицу 4.2.2**).

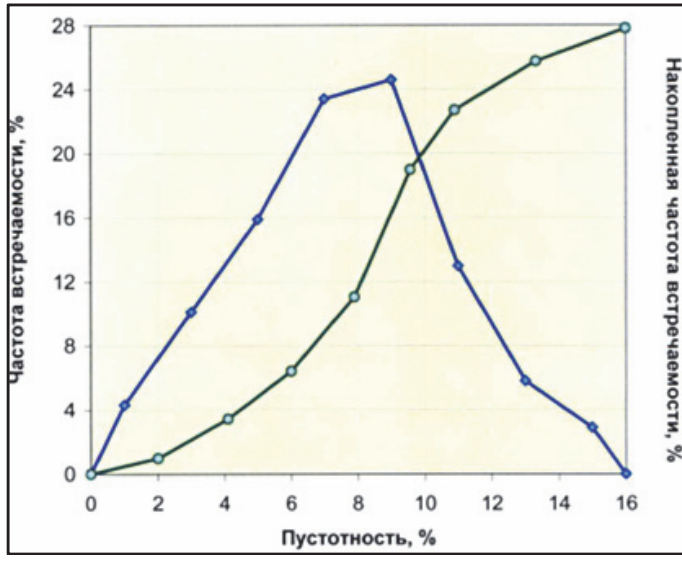


Рис. 4.1.3. График распределения общей пустотности пород БС по суммарным данным ряда месторождений [158, 286]

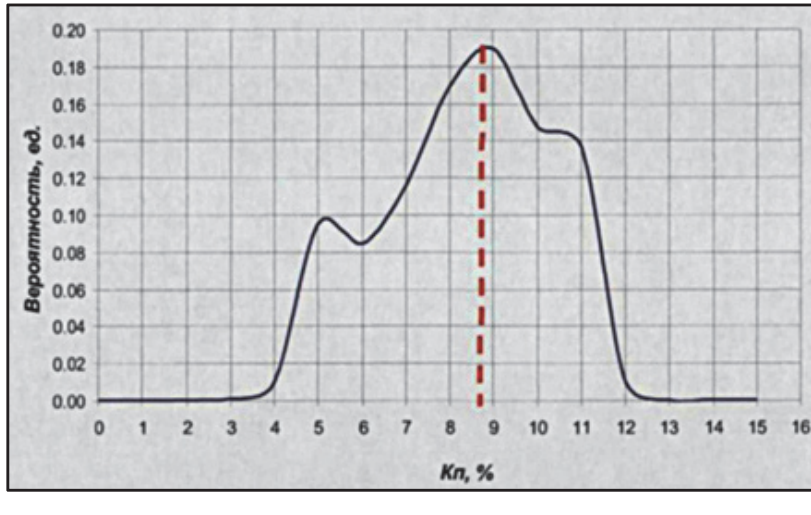


Рис. 4.1.4. Распределение пористости по керну пород нефтематеринской матрицы на Западе Широтного Приобья [87]

Общая пористость пород на Пальяновском месторождении [314], *определённая по ГИС*, составила от 6 до 15%.

При моделировании генерации УВ в баженовской свите [491] принята средняя величина пористости, равная 5%, при максимальных значениях, составляющих 10—12%.

Породы, слагающие аномальные разрезы баженовской свиты, представляющие собой более традиционные терригенные коллекторы, имеют значительно бóльшую пористость – порядка 10—15% [94] (смотри ниже **таблицу 4.2.5**).

4.1.3. Значения пористости разных литотипов пород

Очевидно, что более информативны данные о величинах пористости пород различных литотипов. В работе [386] даже указано, что «анализ параметров ФЕС, структуры пустотного пространства, флюидов, его заполняющих, для каждой скважины необходимо проводить отдельно для каждого литологического типа».

Из данных В.П. Сонича [95] (смотри **п. 2.4.3**, **таблицу 2.4.10**) можно сделать вывод, что для значительного числа литотипов средние величины **общей пустотности** не слишком сильно отличаются и составляют от 6 до 8,6%. Исключение составляют чисто карбонатные разности, характеризующиеся низкой пористостью – 2,2%, а также чисто песчано-алевритовый тип пород с высокой пористостью – до 16%.

В работе [158] отмечается, что породы баженовской свиты с невысоким содержанием глинистых минералов характеризуются более низкими величинами общей пустотности. Подобная корреляция встречается в других породах, например, в монографии [285] приведён пример корреляции общей пористости и процентного содержания монтмориллонита в тонкозернистой нефтематеринской породе на одном из месторождений Gulf Coast.

Соответственно, по мнению некоторых исследователей в целом ёмкостные характеристики в аргиллитах баженовской свиты лучше, чем в силицитах [94].

Однако, такая закономерность скорее характерна для чисто терригенных разностей пород. В баженовской свите, как следует из данных **пп. 2.4.2**. и **2.4.3**, значительное число разностей содержит вторичные карбонатные минералы; для таких пород указанной зависимости не наблюдается. В частности, согласно данным, приведённым в работах [134, 138], наоборот: если пористость пород глинистой «матрицы» составляет 6—8%, то пористость потенциальных коллекторов составляет: от 4 до 9% для апорадиоляритовых известняков и от 10 до16% для апорадиоляритовых доломитов.

Аналогичный результат получен и в цикле экспериментов, проведённых в работах [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386], в которых

исследовались около 840 образцов пород баженовской свиты из 11 скважин различных месторождений.

Из них примерно в 560 образцах зафиксированы низкие значения пористости – около 2% и абсолютной газопроницаемости – до 0,1 мД. Порядка 15—20 образцов имели несколько лучшие ФЕС: открытую пористость по газу от 0 до 4,87%, открытую пористость по керосину – от 0,85 до 9,45%.

В 14 образцах *кремнистых и карбонатно-кремнистых пород БС,* содержащих подвижную извлекаемую нефть, величина пористости, определённой по керосину, варьировала от 0,57 до 12,11%, газопроницаемость составляла 0.02—3.0 мД. В 21 образце *плитчатых глинисто-кремнистых и керогеново-глинисто-кремнистых пород*, содержащих подвижную извлекаемую нефть, разброс величин пористости был существенно меньше – от 2,47 до 9,45%, газопроницаемость менялась от менее, чем 0,01 мД до 2,56 мД.

Как следует из данных, приведённых выше в **пп. 2.4—2.6**, в разрезе БС выделены радиоляриты различной степени карбонатизации, характеризующиеся относительно высокими фильтрационно-ёмкостными свойствами; в указанном цикле петрофизических исследований значения открытой пористости этих разностей достигают 15%, как и в работах [134, 138]; абсолютная газопроницаемость достигает 60 мД.

По результатам макротомографической съёмки авторами работ [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386] был проведён расчёт каверновой пористости для отдельных участков керна из карбонатного слоя КС, залегающего в низах баженовской свиты. Кавернозно-трещинная пористость **в слое КС** изменялась в пределах 5—8%, а максимальная достигала 10%. При этом пористость самой карбонатной матрицы этих пород была незначительна, в большинстве определений – от 0,31 до 0,88%, хотя в отдельных случаях достигала 5,25%.

По данным же работ [108, 110] в карбонатных прослоях, залегающих на контакте баженовской и абалакской свит, кавернозная ёмкость несколько ниже и составляет 2—5%.

В целом можно сделать вывод, что основная масса глинистых битуминозных пород, составляющих так называемую «матрицу», обладает сравнительно невысокой пористостью – от 2 до 8%. Отдельные разности – апорадиоляритовые известняки и доломиты, чисто песчано-алевритовые породы могут обладать пористостью до 15—16%. Чисто карбонатные слои, залегающие, например, на границе баженовской и абалакской свит, могут иметь и достаточно низкую общую пористость – порядка первых процентов, но сравнительно хорошую трещинную проницаемость.

4.1.4. Типы пустотного пространства и процессы его формирования

4.1.4.1. Генетические типы пустот

Пустотное пространство в отложениях баженовской свиты представлено несколькими генетическими типами пор, соотношение которых в разрезах и по площади меняется в зависимости от интенсивности постседиментационных процессов в осадке и породе [129].

Согласно монографии [129], ёмкость пород-коллекторов баженовской свиты определяют следующие виды пустот:

– первичные седиментационные поры органо-минеральной массы;
– диагенетические поры, обусловленные каолинизацией и кальцитизацией;
– поры выщелачивания, развитые: а) по первично седиментационным порам и по порам диагенетической каолинизации, б) вдоль трещин – вследствие выщелачивания легко выносимого растворами материала (преимущественно карбонатного), в) по макрофауне (иноцерамам);
– межтекстурные микротрещины (микроканалы), развитые по периферии комков и сгустков, по слоистости глинистых минералов, вдоль детрита.

Седиментационные поры, в основном, представлены следующими видами пустот [158, 218]:

– щелевидные поры между глинистыми частицами;
– поры между агрегатами глинистых частиц;
– поры между отдельными минеральными формами (карбонатные включения, кристаллы пирита, органическое вещество, остатки раковин и тому подобное). Седиментационные поры наблюдаются, в частности, в карбонатном цементирующем материале (кальците), между комками органо-глинистой массы и в опале [89, 129].

4.1.4.2. Вторичная пористость

Все процессы преобразования литологического состава пород, кратко охарактеризованные в **п. 2.4.1**, естественно, влияют на величину и характер пустотного пространства [189, 232, 233, 235, 386].

Эти постседиментационные (вторичные) процессы играют двоякую роль: с одной стороны – формируют зоны повышенной вторичной пористости, с другой – залечивают пустотное пространство [129]. Последнее связано преимущественно с наличием фаунистических остатков, в основном, радиолярий [89, 129].

Вторичные и седиментационные поры связаны сетью различно ориентированных трещин малой протяжённости [89, 129] (смотри **Часть III**).

Среди многочисленных вторичных процессов преобразования пород, влияющих на формирование пустотного пространства, в качестве наиболее важных можно выделить следующие.

1. *Цементация* первичного порового пространства кремнистым или карбонатным веществом [87].
2. *Замещение* органических остатков (пиритизация микроорганизмов), приводящее к образованию пустот сложной морфологии [93], что рядом исследователей рассматривается как один из важных факторов формирования ФЕС коллекторов [88].
3. *Перекристаллизация* минерального биогенного материала (криптокристаллический кварц по радиоляритам, вторичная доломитизация по кальциту) [93].
4. *Перекристаллизация, кальцинация в кремнистых разностях* [129]; возникающие поры большей частью образованы за счёт перекристаллизации тонкозернистого кремнезёма и опала радиолярий [129].
5. *Выщелачивание* – создающее поры, приуроченные преимущественно к карбонатным заполнителям органических и растительных остатков, кальцинированных радиолярий; они фиксируются по отдельным зёрнам доломита, по микротрещинам, между чешуйками и пластинками каолинита, между различными сгустками и комками в породе, на месте растворения сгустков или комков [129].
6. *Пиритизация* ёмкостного пространства; этот процесс выявлен, в частности, в работе [386] для кремнисто-карбонатных пород, где ёмкостное пространство представлено пустотами растворения радиолярий; в этих породах в качестве одного из важнейших факторов, контролирующих объем ёмкостного пространства, является наличие аутигенного пирита.
7. *Переход части твёрдого ОВ в жидкую и газообразную фазу* под действием температур и давлений при погружении осадков, что вызывает изменение пустотного пространства за счёт нескольких процессов:
   а) **формирование дополнительного пустотного пространства** за счёт перехода твёрдого УВ в жидкую и газообразную фазу (смотри подробнее **Часть V**), в том числе, за счёт «автофлюидоразрыва» (смотри **п. 3.3**); такая пустотность образуется во всех литотипах пород [93], и считается, что она представляет собой не сообщающиеся между собой линзовидные участки микротрещиноватости[93];
   б) **увеличение пустотного пространства** за счёт воздействия агрессивных компонентов потоков УВ[87];
   в) **уменьшение пустотного пространства** за счёт битуминизации [87].

8. *Разуплотнение и повышение пористости глин*, связанное с воздействием агрессивной свободной воды, трансформировавшейся из связанной воды [287].
9. *Образование дополнительной ёмкости при доломитизации* литифицированных известняков, за счёт происходящего при этом уменьшения изначального объёма породы; величина дополнительной ёмкости при полной доломитизации чистых известняков может достигать 12,3% [90].

По данным работ [129, 164] перекристаллизация имела место преимущественно в диагенезе, а выщелачивание – и в диагенезе, и (реже) в эпигенезе.

Кремнистая составляющая пород часто подвергается процессам растворения (смотри **п. 2.4.1**) с образованием пустот, по форме повторяющих скелеты радиолярий **и с размерами до 200 мкм** [386]. Коэффициент пористости пород, содержащих пустоты растворения радиолярий, достигает 15%; такие породы образуют горизонтальные слои или линзы мощностью от 0,5 см до нескольких сантиметров; в глинисто-кремнистых и керогеново-глинисто-кремнистых породах процессы растворения развиты слабо, поры растворения единичные, изолированные или отсутствуют вовсе [386].

Следует отметить, что согласно И.Н. Ушатинскому [198, 218, 219, 222] повышение содержания ОВ увеличивает величину пористости пород (особенно при повышенных температурах). Об этом свидетельствуют и экспериментальные исследования ИНГГ СО РАН [312], в которых установлена корреляция открытой нефтенасыщенной пористости пород с содержанием органического углерода в породе.

Наличие же пирита, карбонатного, глинистого компонентов естественно, приводит к обратному результату.

Кроме того, большое количество мелких пустот присутствует в кремнистой массе пород. Эти участки сложены микрокристаллами кварца, а сами поры представляют собой пустоты между отдельными кристаллами или их скоплениями [150, 386].

Особо следует отметить достаточно сложные процессы преобразования радиоляритов, карбонатизированные трещинные прослои которых являются потенциальными коллекторами на территории распространения баженовской свиты [87, 134, 138]. Эти процессы, в частности, включают следующие [87]:

1. Выполнение внутреннего пространства радиолярий халцедоном и создание условий для фильтрации минерализованных растворов, отжатых из вмещающих отложений.
2. При насыщении этих растворов кремнезёмом – раковины заполняются опалом внутри и снаружи, образуя радиоляритовые опоки.

3. При насыщении этих растворов карбонатными ионами, чаще всего происходит образование кристаллов доломита. В этом случае внутри раковины непроницаемы и заполнены халцедоном, а окружены – рыхло расположенными кристаллами доломита. В результате образуются апорадиоляритовые доломиты, с улучшенными коллекторскими свойствами, склонные к растрескиванию.
4. Если растворы насыщены магнием, то вместо доломита осаждается кальцит. Образуются вторичные перекристаллизованные известняки, проницаемые за счёт большого числа микротрещин, образовавшихся при перекристаллизации. Если в растворе избыток кальция, магния и углекислоты, то кальцит начинает регенерировать. Такие породы – вторичные известняки с регенерационным кальцитовым цементом – легко растрескиваются при автофлюидоразрыве.
5. Выщелачивание скелетов радиолярий с образованием полостей (каверн), которые впоследствии могут быть не полностью заполнены карбонатными кристаллами [134, 150], причём такие пустоты могут быть заполнены УВ [134]. На **рис. 4.1.5** показан пример такого пустотного пространства, заимствованный из работ [75, 83, 109].

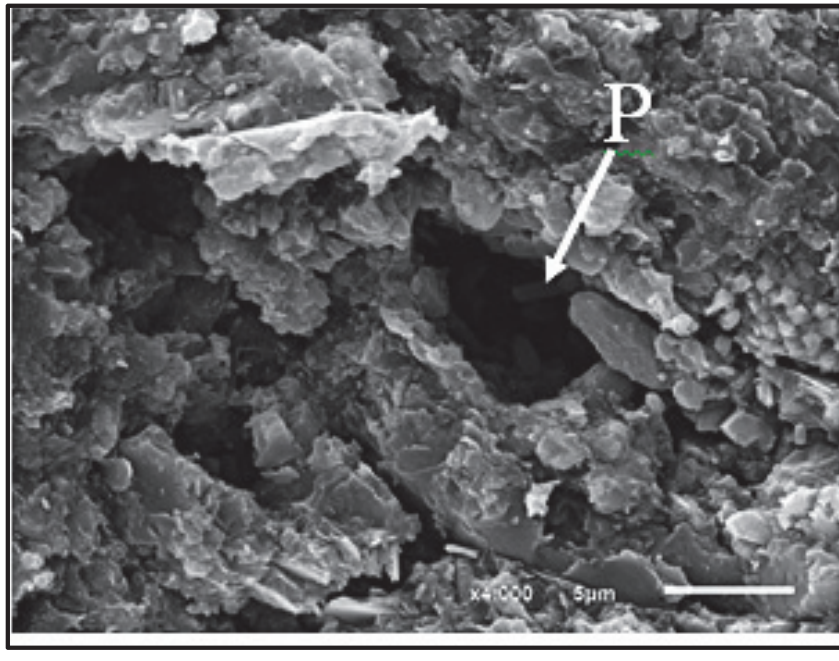


Рис. 4.1.5. Пустота в породе, образованная за счёт выщелачивания скелета радиолярии по данным РЭМ [75, 83, 109]; внутри микрокаверны видны кристаллы кварца, растущие от внешней породы внутрь микрокаверны

4.1.4.3. Керогеновая пористость

В последнее время, в керогене скелета пород БС и сходных с ними, выявлено наличие замкнутых пор, насыщенных битумоидами и/или углеводородными газами, которые образовались в процессе катагенетического преобразования ОВ [150, 289—295, 297]. Подобные пустоты в керогене возникают на стадии, близкой к концу нефтяного окна [83, 290, 293, 575]; они имеют форму, близкую к округлой.

Следует отметить, что идеи о формировании дополнительного порового пространства в процессе эпигенеза органического вещества высказывались Т.В. Дорофеевой [129] ещё на ранних стадиях изучения баженовской свиты.

Подобного рода пустоты выявлены во многих аналогах баженовской свиты, они получили название керогеновой пористости (kerogen porosity) или «органической пористости» («organic porosity») [289—295, 297, 575]. Пустоты этого типа приурочены не к глинистым слойкам, а к сообщающимся микролинзам ОВ [82, 83].

Возникающие в керогене поры заполняются углеводородами, а на стенках пор происходит их адсорбция, преимущественно газа [296]. Достаточно интенсивно изучается вопрос об учёте такого газа при оценке общих ресурсов «сланцевого газа» [289—295, 297].

Примеры обнаружения таких пустот в керогене показаны на **рисунках 4.1.6—4.1.12**, а схематически процесс возникновения таких пор – на **рис. 4.1.8** [290].

Для исследования таких пор чаще всего применяются специальные методы растровой электронной микроскопии, в частности, с использованием фокусированного ионного пучка и регистрации вторичных электронов [297]; иногда – с использованием атомно-силовой микроскопии, малоуглового рассеяния нейтронов или комбинации методов микроскопии высокого разрешения, например, комплексом: растровой электронной микроскопии, фокусированного ионного пучка, просвечивающей растровой электронной микроскопии и рентгеновского микроанализа [311].

На месторождении Marcellus керогеновая пористость исследовалась методом малоуглового и ультрамалоуглового рассеяния нейтронов – сначала сухих образцов, а затем тех же образцов после насыщения водой, с последующим сравнением результатов. Общая пористость в керогене в породах этого объекта оценена на уровне 25% от объёма керогена [293].

Объём «керогеновой пористости» может достигать 50% от объёма твёрдого керогена [290]. Соответственно, например, 5% вес. керогена в породе будут составлять примерно 10% от объёма породы, поскольку плотность керогена примерно в два раза ниже плотности окружающего минерального скелета. Если же объём керогеновых пор (заполненных УВ) составляет 50% от объёма твёрдого керогена – общий объём, суммарно занимаемый керогеном и порами, может вырасти до 20% от объёма породы [290].

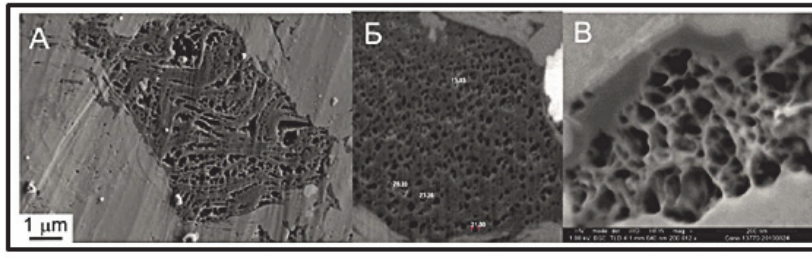


Рис. 4.1.6. Поры в керогене по некоторым зарубежным публикациям [296]

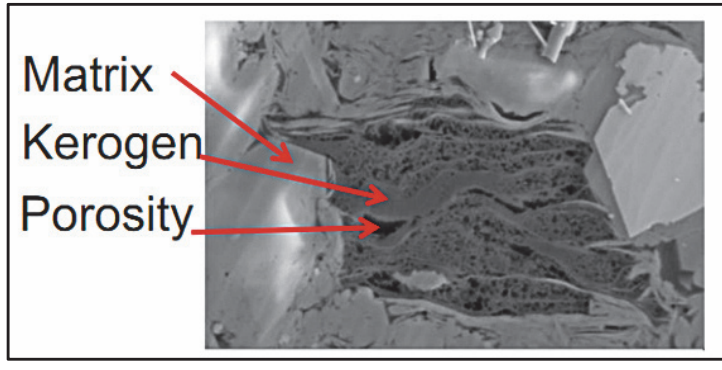


Рис. 4.1.7. Поры в керогене месторождения Eagle Ford [291]

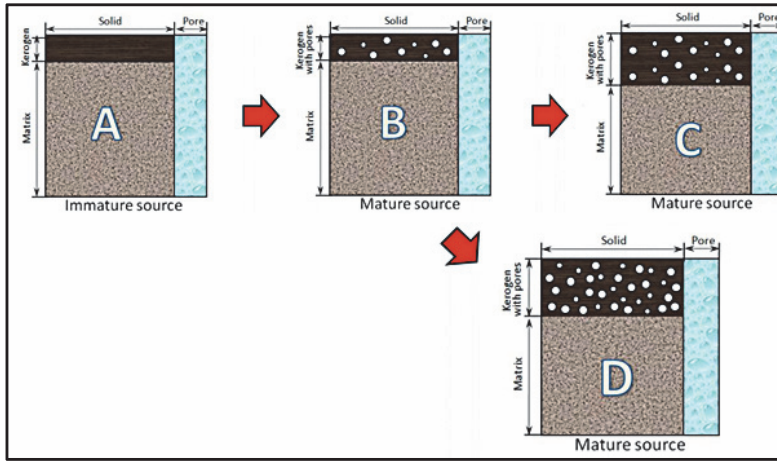


Рис. 4.1.8. Схема образования и развития керогеновой пористости [290];
A – начальное состояние породы до преобразования керогена, B – появление пор в керогене при преобразовании, C – рост объёма, занимаемого в породе керогеном с образовавшимися порами, D – увеличение числа и объёма пор в керогене

Число и суммарный объём керогеновых пор растут по мере увеличения исходного количества и степени катагенетического преобразования керогена [290, 292, 386, 575], как много лет назад и предсказывалось специалистами ВНИГРИ [129].

Такое изменение пористости керогена по мере его созревания, схематически показанное на **рис. 4.1.8**, наблюдалось экспериментально – в частности, в работе [575]. На месторождении Bakken отбирались образцы сланца из зон, в которых ОВ находилось на разной степени зрелости; образцы исследовали методами электронной микроскопии высокого разрешения. По полученным в [575] данным, сланцы месторождения Bakken, преобразованные до стадии «нефтяного окна», содержат значительное количество пор, полностью или частично заполненных битумоидами.

Процесс созревания (термического преобразования) керогена приводит к существенному изменению и количества, и структуры пор. В исходных образцах сланца месторождения Bakken преобладают два типа пор: внутризерновые (внутричастичные) поры в минеральных и глинистых компонентах скелета (**рис. 4.1.9 a**). После естественного преобразования керогена до стадии «нефтяного окна» (смотри **п. 5.1.4**) внутризерновая пористость существенно уменьшается, и такие поры становятся редкими (смотри **рис. 4.1.9 b**). Большая же часть пор в глинистой компоненте оказывается заполненной органическим веществом, не имеющим внутри себя никаких пор. После дальнейшего преобразования до стадии «газового окна» (смотри **п. 5.1.4**) преобладающим типом пор становится именно пористость внутри органического вещества (смотри **рис. 4.1.9 c**).

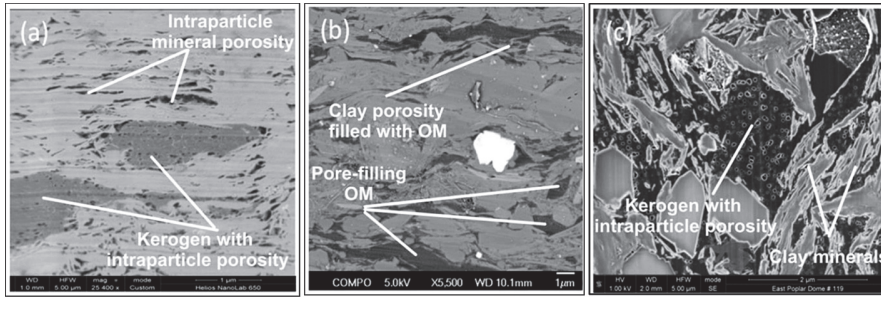


Рис. 4.1.9. Изображения структуры порового пространства образцов сланца месторождения Bakken с различной степенью зрелости ОВ, полученные с помощью электронного микроскопа с фокусированным ионным пучком (FIB-SEM) [575];
ОВ на различных стадиях нагревания: a) начальной, b) «нефтяного окна», c) «газового окна»

Исследование величин удельной поверхности порового пространства и распределения пор по размерам в образцах, находящихся на разной стадии катагенеза, показали, что величина «керогеновой пористости» увеличивается по мере возрастания степени катагенетического преобразования керогена. При

этом оба этих показателя возрастают с ростом общего количества органического углерода – ТОС (определение ТОС смотри в **Приложении 4**).

Конкретно для баженовской свиты изучение этого вида пустотности находится только в начальной стадии [150, 306, 386].

В работе [386] получено, что керогеновая пористость достигла значительных величин в группе пород, которая характеризуется высокой степенью катагенетического преобразования ОВ и почти полной реализацией им нефтегенерационного потенциала, как много лет назад и предсказывалось специалистами ВНИГРИ [129]. Увеличение термической зрелости определяет и увеличение размеров пор в керогене (смотри **рис. 4.1.10**).

Соответственно, в керогене пород, находящихся на более низких стадиях катагенеза, пор не было выявлено [386], что соответствует результатам работы [575].

Согласно данным работы [311], на ранних стадиях катагенеза в керогене могут содержаться отдельные изолированные поры размером менее 0,2 мкм. На высоких стадиях катагенеза (МК3—МК4) размер пор может достигать 2 мкм, причём их объёмное содержание превышает 22% объёма керогена, а связность составляет около 75%.

Даже в случае, когда размер керогеновых пор значительно меньше микрона, соединяясь между собой, они образуют полости, размеры которых могут быть более 2 мкм [150, 386], что видно из **рисунков 4.1.10** и **4.1.11**. В цитируемой работе [386] получен и другой, крайне важный результат: по крайней мере, на одном из образцов керогена установлен факт сообщаемости керогеновых пор между собой. В рассмотренном образце породы таких сообщающихся керогеновых пор – 92% от их количества. Расчёт общей пористости образца с учётом пористости керогена и минеральной составляющей соответствует коэффициенту пористости, равному 6,2%, измеренному на цилиндре размером 30×30 мм [386].

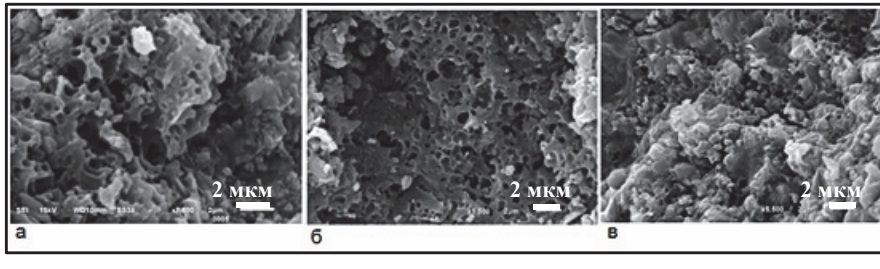


Рис. 4.1.10. РЭМ изображение образцов БС, показывающих влияние термической зрелости керогена на величину пор[386]; а – Tmax = 455°C, HI = 90 мг УВ/г ТОС; б – Tmax = 452°C, HI = 140 мг УВ/г ТОС; в – Tmax = 450°C, HI = 161 мг УВ/г ТОС; масштабная линейка – 2 мкм

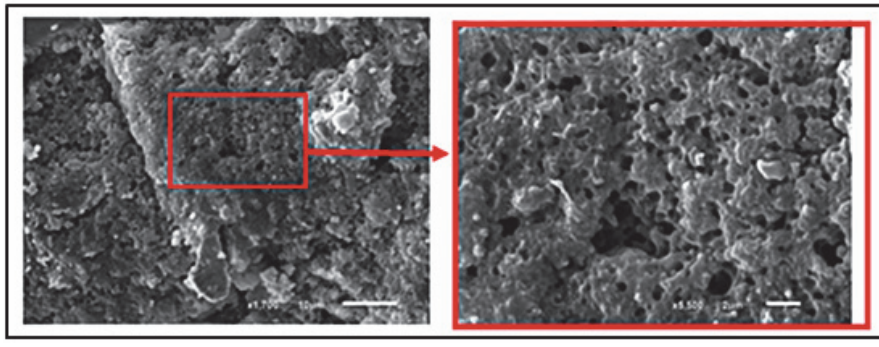


Рис. 4.1.11. Увеличение размеров пор в керогене за счёт их соединения друг с другом [150]

Поры в керогене характеризуются значительной пространственной неоднородностью [298]. Например, на **рис. 4.1.12** показан результат изучения таких пор из этой работы. Видно, что в марцеле **A** поры изолированные и едва различимого наноразмера, а в марцеле **B** видны гораздо более крупные и более компактно расположенные поры, хотя эти части образца расположены совсем рядом.

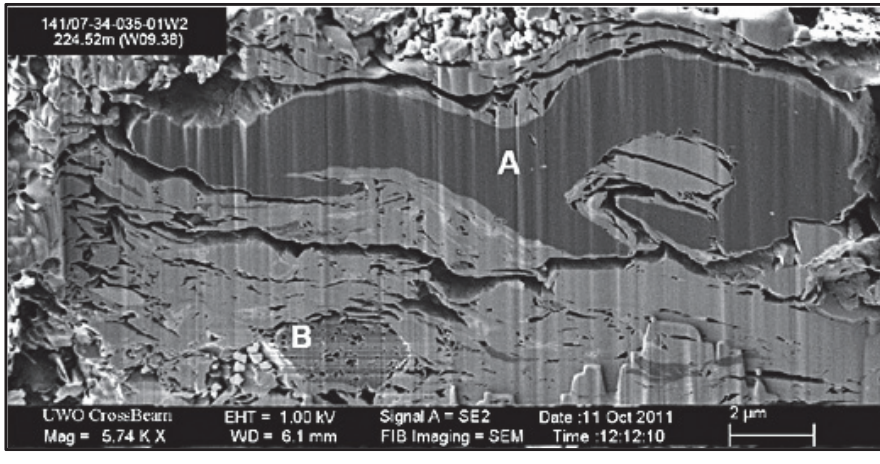


Рис. 4.1.12. Результат изучения неоднородности пространственного распределения пор в керогене [298]; микроскопия по вторичным электронам 141/07-34-035-01W2 (224.52 mKB)

В диссертации [296] величина керогеновой пористости для баженовской свиты определялась расчётным путём. Пористость была рассчитана по алгоритмам компании Beicip-Franlab – по величинам исходного содержания

органического вещества и общей массы генерированных в породе углеводородов; значения этих параметров определяются при геохимических исследованиях органического вещества. При дальнейшем моделировании Западно-Сибирского бассейна в вычисленное значение органической пористости была введена поправка с целью учёта неопределённости, связанной с уплотнением и уменьшением общего порового пространства на стадии генерации углеводородов.

Максимальные расчётные значения керогеновой пористости в породах баженовской свиты составили 5—10%, при исходном содержании органического вещества до 20—30% от объёма породы [296].По данным работы [491], в которой моделировалась генерация УВ в БС, объём керогеновой пористости в БС оценён на уровне 17% от общего объёма ОВ, при этом насыщение пор жидкими и полужидкими битумоидными компонентами может достигать 100% [294].

При наличии керогеновой пористости компонентная модель породы существенно отличается от традиционных коллекторов [486] (смотри **рис. 4.1.13**).

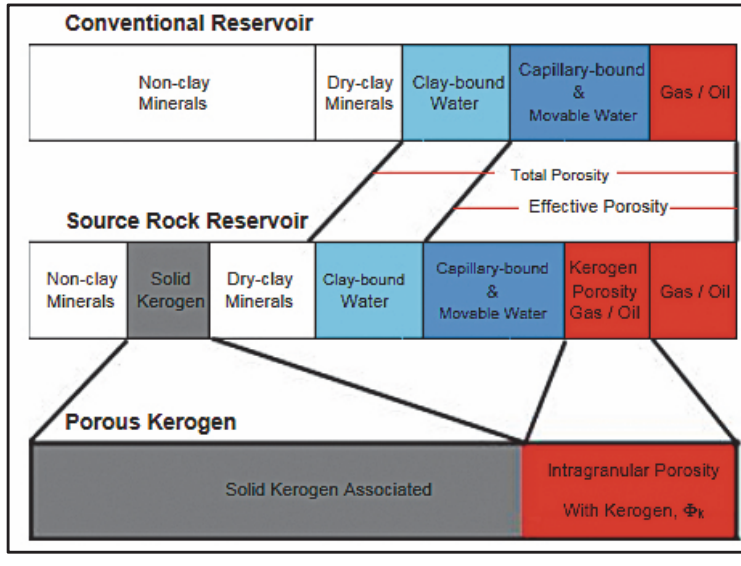


Рис. 4.1.13. Компонентная модель традиционной (верхняя часть рисунка), керогенсодержащей пород (средняя часть рисунка) и керогена (нижняя часть рисунка) [486]

Комбинируя результаты исследования керна, в том числе и пиролитические (смотри **Приложение 4**) с данными ГИС, в работе [486] величина керогеновой пористости оценена по двум скважинам месторождений Eagle Ford и Haynesville. Комплекс ГИС включал в себя:

спектральный плотностной и стационарный нейтронный каротажи; акустический каротаж на поперечных волнах; ЯМК.

На первом месторождении объём керогеновых пор оценён равным 25,5% общей ёмкости пород в исследованной скважине, и в них содержится 51% объёма находящихся в породе жидких УВ. На втором месторождении объём газа в керогеновых порах оценён равным 63% от объёма содержащегося в породе керогена, а керогеновая пористость равна 61% общей ёмкости пород в исследованной скважине.

4.1.4.4.Морфологические типы пустот; кавернозная и трещинная пористость

Согласно накопленным данным многолетнего изучения баженовской свиты, в слагающих её породах обнаруживаются все классические типы пустот: поры, каверны, трещины[654]. Все выявленные в породах баженовской свиты пустоты можно разделить на две группы: приуроченные к минеральной части пород и к органической (керогену) [150]. Последний тип пустот кратко рассмотрен в предыдущем пункте. К группе минеральных пустот относятся трещины и каверны. Этот вид пустот характерен, в первую очередь, для карбонатных пластов, залегающих, в основном, в низах баженовской свиты и верхах абалакской или георгиевской свит; а также встречается в виде каверн (микрокаверн) и пор в глинисто-карбонатно-кремнистой массе свиты [654].

Напомним, что каверны имеют определённые морфологические отличия от пор — и межзерновых, и межкристаллических [235]. Во-первых, поры имеют размер сопоставимый или более мелкий, чем размер окружающих их кристаллов и форменных элементов, в то время как каверны обычно крупнее. Во-вторых, морфология пор определяется морфологией форменных элементов и кристаллов, а форма каверн независима от них. Наконец, границы пор определяются границами кристаллов и форменных элементов, а каверны ограничены поверхностями растворения форменных элементов, цемента, кристаллов [235].

В баженовской свите каверны представлены, главным образом, пустотами выщелачивания скелетов радиолярий, микрофауны и карбонатного материала [82, 83, 87, 150]. Однако встречаются и микрокаверны, возникшие в результате вторичного минералообразования [93].

Большое количество пустот, более мелких, чем каверны и микрокаверны, присутствует в кремнистой массе пород [150, 655]. Эти участки сложены микрокристаллами кварца, а сами поры представляют собой пустоты между отдельными кристаллами или их скоплениями [150].

В общем случае по данным работ [82, 83] в породах баженовской свиты (содержащих подвижную нефть, извлекаемую без применения специальных методов интенсификации притока) выделены три типа пустот:

– порово-микрокавернозный тип и межкристаллическое пустотное пространство в кремнистых и карбонатно-кремнистых породах;
– трещинно-кавернозный тип в породах карбонатных слоёв;
– внутрикерогеновое пустотное пространство преимущественно в глинисто-кремнистых породах, находящихся на высоких стадиях катагенеза (смотри **п. 4.1.4.3**).

Порово-микрокавернозное и межкристаллическое пустотное пространство [82, 83, 386]

Основной объём порового пространства **кремнистых и карбонатно-кремнистых пород** приурочен к пустотам, образованным вследствие растворения скелетов радиолярий и впоследствии частично карбонатизированных. Такие процессы наиболее интенсивно развиты в кремнистых и карбонатно-кремнистых породах с реликтовой радиоляриевой структурой [386]. По данным рентгеновской микротомографии пустоты выщелачивания имеют округлую и овальную форму с диаметром порядка **n 0,1 мм**. Сообщаемость пустот выщелачивания в кремнистых участках породы обеспечивается мелкими каналами, представляющими собой межкристаллическое или межагрегатное пространство между микрокристаллами кварца и агрегатами кварца-халцедона, слагающими кремнистые участки.

Трещины в этом типе пород, как правило, отсутствуют [386].

Трещинно-кавернозное поровое пространство [82, 83, 386]

Этот тип пустот приурочен к карбонатным пластам и пропласткам баженовско-абалакского комплекса, расположенного в верхней части абалакской и нижней части баженовской свит (пласт КС). Видимые размеры трещин достигают нескольких сантиметров в ширину и нескольких десятков сантиметров в длину. По характеру минерализации трещин в [386] выделено до трёх стадий заполнения органо-минеральным веществом. По результатам макротомографической съёмки **получено, что пористость трещинно-кавернозных интервалов находится в пределах 5—8%, однако может достигать и 10%** [386]**.**

В тех же интервалах определённая в работах [108, 110] **кавернозная проницаемая ёмкость составляет 2—5%** (употреблённый в указанных работах термин «проницаемая ёмкость» скорее всего следует считать эквивалентным традиционному понятию «динамическая ёмкость»).

По данным В.П. Сонича каверно-трещинная пустотность пород баженовской свиты в целом составляет от < 0,1% до 4% [149]**.**

По данным работы [91] трещинная пустотность пород баженовской свиты в большинстве случаев изменяется от 0,1% до 0,5%.

Оценка по классическим моделям трещинной среды [305] даёт **величину чисто трещинной пористости не более 0,2% при плотности трещин 25—50 (1/м) и раскрытости не более 100 мкм**, а величина в 1% достигается только при плотности трещин свыше 150 (1/м) и раскрытости в 100 мкм, что наблюдается лишь в исключительных случаях.

Поры иной морфологии

Распространены в БС и пустоты сложной морфологии, образовавшиеся в результате замещения органических остатков (пиритизации микроорганизмов), а также перекристаллизации минерального биогенного материала (криптокристаллический кварц – по радиоляритам, вторичная доломитизация – по кальциту) [93].

В породах, сходных с БС, отмечены и иные виды пор: межзерновые, межкристаллические, между фрамбоидами пирита, ограниченные пластинками глинистых минералов [655].

Встречается также пористость, возникшая в результате катагенетического преобразования керогена и последующего перераспределения образующихся углеводородов в слабопроницаемых породах [89, 93] – уже отмечавшееся повышение внутрипорового давления, и вызванные этим автофлюидоразрыв, образование трещин и микрокаверн. В работе [93] отмечается, что такого типа пористость развивается во всех литотипах пород свиты.

4.1.4.5. Открытые и замкнутые поры

Значительная доля пустотного пространства пород баженовской свиты является замкнутой, то есть не образует связной сообщающейся системы. К таким порам относится подавляющая часть керогеновой пористости [289—295, 297] и часть иных видов пустот.

Закрытой является и часть тех пор между минеральными агрегатами, а также внутри отдельных минералов, которые заполнены углеводородами и углеводородными гетероатомными соединениями, причём объём таких пор может составлять до 10—20% от объёма открытых пор [82].

Динамическая пористость содержащих нефть пород, определяемая как объём открытых пор в единице объёма горной породы, через которые способны проникать жидкости и газы, меньше **на объём тупиковых пор**, чем *открытая пористость*, определяемая как объём пор в единице объёма горной породы, соединяющихся между собой в непрерывные каналы, выходящие на свободную поверхность. Согласно работе [288] в БС «открытая пористость включает первичные мелкие поры, внутренние полости радиолярий, полости и пустоты выщелачивания, а также фильтрующие трещины».

В баженовских породах-коллекторах тупиковые поры часто запечатываются, в том числе, битумоидами, закупоривающими каналы малого сечения, характерные для тонкозернистых разностей пород [129, 270].

Как уже указано выше, открытая пористость пород баженовской свиты меняется в широких пределах: от 0,1 до 15%, но значительная часть пород имеет значения открытой пористости по керосину всего лишь порядка 2% [70, 75–77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386].

По данным работы [93] средняя по различным скважинам пористость пород БС, определённая керосинонасыщением изменяется от 0,74 до 10,7%.

Для пород с порово-трещинной пустотностью открытая пористость не превышает 3,5—4% [108, 110]. Матрица пород с трещинно-кавернозной пустотностью, приуроченных к карбонатно-кремнистым разностям, имеет открытую пористость, равную 2—5% [108, 110].

В существенно глинистых разностях пород доля седиментационных пор, образующих динамическую пористость, составляет от 3 до 7% от всего объёма пор данного генезиса [89].

Согласно работам [70, 75—77, 79—83, 386] существует группа нефтенасыщенных пород баженовской свиты, обладающих крайне низкими ФЕС – с динамической пористостью менее 1%, однако имеющих ряд признаков, подтверждающих их нефтенасыщенность. **Это породы, содержащие сорбированную нефть и нефть в изолированных порах.** Среди таких пород выделяются кремнистые и карбонатно-кремнистые породы, известняки и доломиты с реликтовой радиоляриевой структурой, кристаллические карбонаты с неясной структурой, глинисто-кремнистые и кероген-глинисто-кремнистые породы, а также смешанные карбонатно-глинисто-кремнистые породы с большим количеством остатков двустворчатых моллюсков [70, 75—77, 79—83, 386].

При исследовании кернов пород Пальяновского месторождения [314] величины открытой и закрытой пористости оказались сопоставимы и их значения заключены в интервале 1—4%.

В целом из приведённого материала следует, что закрытая и тупиковая пористость составляет заметную долю общей пустотности пород БС.

4.1.5. Типы коллекторов

В соответствии с типами пустотного пространства, кратко описанными в предыдущем пункте, в разрезе баженовской свиты выделяют три типа коллекторов: порово-трещинный, трещинный и трещинно-кавернозный. Это хорошо видно из **рис. 4.1.14**, заимствованного из работы [110].

Порово-трещинный тип коллектора более развит в разрезе и приурочен, в основном, к керогеновым аргиллитам [110]. В работе [109] он

назван «порово-микротрещинным», что, строго говоря, более корректно отражает характер трещиноватости, возникающей в этих породах, в основном – за счёт автофлюидоразрыва (смотри **пп. 3.2**. и **3.3**).

Эти породы составляют большую часть объёма баженовской свиты, содержат основное количество органического вещества и, в той или иной степени, являются глинистыми. Их часто называют «матрицей». Матрица породы, представленная преимущественно битуминозными аргиллитами, содержащими генерирующее нефть органическое вещество, имеет невысокие фильтрационно-ёмкостные свойства, несмотря на развитую систему микротрещин [108, 110].

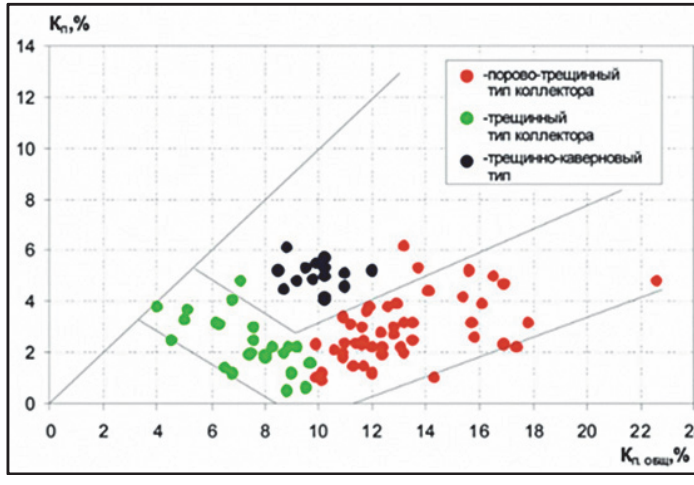


Рис. 4.1.14. Сопоставление открытой ($К_п$) и общей ($К_{п\ общ}$) пористости по анализам керна пород пласта $Ю_0$ Салымского месторождения [110]

Тип коллектора, естественно, в определённой степени коррелирует с минеральным и генетическим типом породы. Так, кремнистые и карбонатно-кремнистые породы обладают чаще всего трещинным [108, 110] либо порово-микрокавернозным типом коллектора [109] (причём последний образуется за счёт вторичных преобразований кремнистых пород) [82, 83]. В апорадиоляритовых доломитах или известняках [87, 134, 138] тип коллектора может быть и трещинно-кавернозным.

Эти породы залегают в виде сравнительно тонких прослоев или протяжённых линз во вмещающей толще «матрицы».

Трещинно-кавернозный [108, 110] или ***трещинно-поровый*** [109] ***тип*** приурочен, в основном, к чистым карбонатным породам, подвергшимся интенсивному выщелачиванию, слои коллекторов этого типа расположены преимущественно в нижней части разреза свиты на границе с подстилающими породами абалакской (георгиевской) свиты. Они характеризуются

мономинеральным скелетом, глинистость их незначительна, а матрица гидрофильная, низкопористая (открытая пористость 2—5%) [110]. Коллекторские свойства известняков связаны с вторичной пористостью, образовавшейся в процессе выщелачивания пород под действием агрессивных флюидов, и которая складывается, в основном, из объёма каверн, развитых по трещинам и достигающих иногда нескольких сантиметров в диаметре.

Трещинная ёмкость последних двух типов коллектора невелика – 0.1—0.3% [108, 110].

В.П. Сонич и В.Л. Чирков [95] на западном склоне Сургутского свода выделяют два типа коллектора: а) кавернозно-трещинный и б) «поровый (матрица) с супернизкой проницаемостью, вмещающий каверно-трещинный тип коллектора». Последний тип представляет собой скорее один из вариантов гидродинамической модели пород баженовской свиты (смотри **п. 3.5**).

В работе [654] по данным исследования сверхтонких шлифов пород методами просвечивающей оптической микроскопии сформулирована более детальная классификация типов коллекторов, отличающаяся более дифференцированным разделением порового типа коллектора по характеру пустотного пространства: равномерно тонкопоровый; неравномерно поровый; порово-трещинный; порово-каверно-трещинный.

Но остаётся неясным, насколько такая классификация может быть выполнена по данным иных методов исследования каменного материала.

4.1.6. Размеры пустот

4.1.6.1. Типичные размеры и классификация микрообъектов

Для оценки фильтрационно-ёмкостных свойств пород существенное значение имеют размеры содержащихся в породах пустот. Для полноты изложения характерные размеры различных микрообъектов приведены в **таблице 4.1.4**.

Размер объекта, нм	Микрообъект
0,38	Молекула метана
0,38—10	Молекула нефти
4—70	Устье пор
15—200	Вирус
5—750	Керогеновая пора
10—2000	Поры между частицами породы
200—2000	Бактерия
35000—65000	Средний размер частиц глины

Таблица 4.1.4. Типичные размеры микрообъектов [291]

Существует значительное число различных классификаций пустот в породах по величинам их средних размеров, отражающих, в основном, цели классификации и предпочтения исследователей. Для примера в **таблице 4.1.5** приведена одна из них, охватывающая интервал размеров от сантиметров до нанометров. Другая используемая классификация применяется в случае пород с малыми диаметрами пор – смотри **таблицу 4.1.6**. В коллоидной химии применяется иная классификация – смотри **таблицу 4.1.7**.

Класс пор по размерам	Интервал размеров
Макропоры	256 мм – 4 мм
Мезопоры	4 мм – 62,5 мкм
Микропоры	62,5—1 мкм
Нанопоры	1 мкм – 1 нм
Пикопоры	менее 1 нм

Таблица 4.1.5. Классификация пор по размерам [291]

Класс пор по размерам	Интервал размеров, мкм
Мегапоры	> 10
Макропоры	2—10
Мезопоры	0,5—2
Микропоры	< 0,5

Таблица 4.1.6. Классификация пор малого размера [301]

Класс пор по размерам	Интервал размеров
Макропоры	5000,0 мкм — 10,0 нм
Мезопоры	10,0—1,0 нм
Микропоры	1,0—0,1 нм

Таблица 4.1.7. Классификация пор по размерам в коллоидной химии

Далее мы будем использовать некий комбинированный вариант, приведённый в **таблице 4.1.8**, поскольку он охватывает более широкий интервал размеров пустот, характерный для баженовской свиты.

Класс пор по размерам	Интервал размеров
Мегапоры	более 4 мм
Макропоры	500мкм – 4 мм
Мезопоры	60—500 мкм
Микропоры	1—60 мкм
Нанопоры	1 нм – 1 мкм
Пикопоры	менее 1 нм

Таблица 4.1.8. Классификация пор по размерам, принятая в данном обзоре

4.1.6.2. Размеры пор

Большая часть пор сосредоточена в баженовской свите в глинисто-битуминозных породах «матрицы». Как видно из **таблицы 4.1.9**, размер частиц этих пород составляет, грубо говоря, порядка нескольких десятков мкм. Согласно обобщённым данным для песчано-глинистых пород [299], размер межчастичных пор меньше размера частиц породы и для илистых пород радиус пор составляет первые десятки микрон. Таков же и порядок размеров пор в «матрице» баженовской свиты, как следует из данных таблицы 4.1.9.

Генезис пустот	Размер, мкм	Объёмная доля в породе, %
Седиментационные	< 1	20—25
Вторичная доломитизация	1—2	До 15
Вторичная каолинизация (с диагенетическими порами выщелачивания	2—10, чаще 2—5	До 45
Вторичное выщелачивание (по трещинам и микрофауне)	5—50	15—20

Таблица 4.1.9. Размеры пор и каверн различного генезиса в породах баженовской свиты [129]

Более точные определения размеров седиментационных пор дают следующие определения их размеров:

– в основной массе глинисто-битуминозных пород («матрице») радиус пор составляет 50—100 Å (5—10 нм) [95];
– более широкий разброс величины диаметра пор и поровых каналов в образцах, не разбитых трещинами, приведён в работах [108, 110]: от 10 до 4000 Å, а в среднем составляет 40 Å (соответственно: 1—400 нм, в среднем – 4 нм).

Размер межзерновых пор в сланце Utica составляет от 15 до 50 нанометров, пор между фрамбоидами пирита – от 20 до 100 нм, а пор, ограниченных пластинами глинистых минералов – составляет менее 2 мкм [655].

Размер упомянутых выше замкнутых керогеновых пор по большей части составляет менее 1 мкм [150], что сопоставимо с размерами молекул углеводородов нефтяного ряда. Зафиксированы и керогеновые поры диаметром в несколько нанометров [848]. Такие мелкие поры регистрируются только в экспериментах по рентгеновской дифракции или газовой адсорбции на образцах [848]. Однако, соединяясь между собой, поры могут образовывать полости размером > 2 мкм [150].

Более точные и детальные определения размеров керогеновых пор указывают, что интервал их диаметров простирается от единиц до сотен нанометров, например, на **рис. 4.1.15** приведено распределение по размерам

керогеновых пор пород из месторождения Barnett (США) [302], сходных с отложениями баженовской свиты, хотя и не полностью аналогичных ей.

В работе [847] диаметр керогеновых пор сланца Fayetteville Shale составил 5—100 нм.

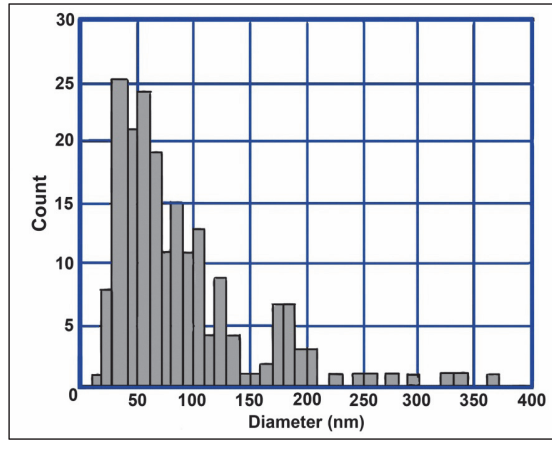


Рис. 4.1.15. Распределение пор в керогене по размерам, месторождение Barnett [302]

4.1.6.3. Размеры устьев пор

Важнейший фильтрационный параметр пород – проницаемость – в значительной мере определяется не диаметрами самих пор, а **размерами устьев пор и соединяющих поры каналов** [153, 273, 291, 299, 303, 304]. **Изменение размера устьев пор на порядок означает изменение проницаемости на два порядка.**

Подробные обобщённые сведения о диаметре устьев пор для различных пород приведены в работе [299]. В обычных коллекторах размеры устьев пор превышают 2 мкм; они составляют от 2 до 0,03 мкм в плотных газоносных песчаниках, а в глинах находятся в интервале от 0,1 до 0,005 мкм. Для сравнения следует указать, что размеры молекул углеводородов лежат в пределах от 100 Å (0,01 мкм или 10 нм) для асфальтенов до 3,8 Å (0,00038 мкм или 0,38 нм) – для метана.

Для нескольких нефтематеринских пород («source rocks») в США средние размеры устьев пор и пористость показаны в **таблице 4.1.10** [299].

Как видно из этой таблицы, разброс величин диаметров устьев пор для сланцевых пород США составляет примерно от 5 до 20 нм [299].

Обычно для измерения диаметра малых пор применяется ряд стандартных методов (смотри **рис. 4.1.16**). Однако в последнее время для

этого применяют и более сложные методы: например, малоугловое рассеяние нейтронов [299].

Нефтематеринская порода	Средняя пористость, %	Средний диаметр устьев пор, мкм	Средний диаметр устьев пор, нм
Bakken	4,3	0,005	5
Cherokee	5,2	0,007	7
Monterey	8,5	0,010	10
Monterey	12,7	0,016	16
Tertiary Culf Coast	15	0,020	20

Таблица 4.1.10. Средние размеры устьев пор и пористость некоторых нефтематеринских пород в США [299]

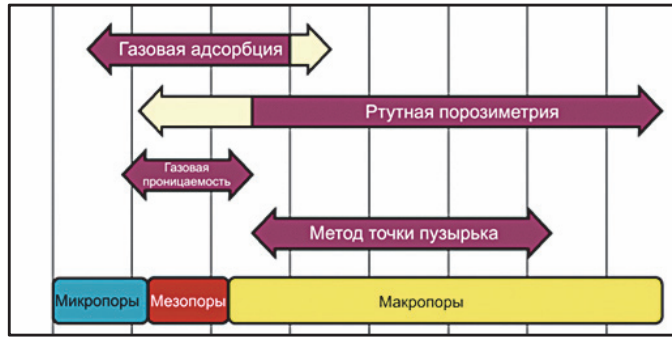


Рис. 4.1.16. Стандартные методы определения размеров малых пор

Размер устьев межкристаллических пор в сланце Utica составляет порядка 5 нм, большинство же иных типов пор имеет диаметр устья, равный 20—200 нм [655], по другим данным [847] разброс меньше: от 10 до 60 нм.

В монографии [300] указано, что средний радиус устьев пор коллекторов баженовской свиты составляет 8—25 нм. Такие коллекторы в этой монографии предложено называть «наноколлекторами».

4.1.6.4. Размеры микрокаверн

Значительная часть пустот в породах БС образована в результате вторичных процессов (доломитизации, каолинизации, выщелачивания – смотри **п. 4.1.4**). Эти пустоты правильнее называть **микрокавернами**; их характерные размеры, как следует из таблицы 4.1.9, составляют от 1 до 50 мкм. Более узкий интервал размеров микрокаверн приводятся в работе [93], в которой интервал изменения средних размеров микрокаверн равен 5—10 мкм.

По данным изучения шлифов во ВНИГНИ, полученных путём насыщения образцов формальдегидрезорциновой смолой, с применением

формалина в качестве отвердителя и окрашиванием родамином, получены размеры пустот от 20 до 60 мкм, редко – до 100 мкм, причём пористость таких образцов составляла 25—28% [306, стр. 62].

Такие микрокаверны особенно характерны для пустотного пространства **кремнистых и карбонатно-кремнистых пород** [82, 83, 87, 88, 150], образованного при растворении скелетов радиолярий с их последующей частичной карбонатизацией. Размеры таких микрокаверн могут быть несколько больше указанных выше: по данным рентгеновской микротомографии пустоты выщелачивания имеют округлую и овальную форму с диаметром до **n 100 мкм** [82, 83, 88] и длиной до 250 мкм [150].

По данным работы [288] также установлено, что в матрице пород БС развиты микротрещины (как и отмечено в **п. 3.3**), в основном ориентированные параллельно напластованию, хотя **встречаются и вертикальные микротрещины**. По трещинам наблюдается наличие микрополостей, шириной в горизонтальных микротрещинах равной 0,045—0,1 мм (45—100 мкм), а в вертикальных – 0,3 мм (300 мкм).

Отметим, что в породах с микрокавернами одновременно присутствуют также и поры малого размера, и микротрещины (смотри **пп. 3.1—3.3**). Например, в образце сланца Fayetteville Shale одновременно зафиксировано наличие: микрокаверн с размером 2—8 мкм, керогеновых пор диаметром 5—100 нм, микротрещин с раскрытостью 25—50 нм [847].

4.1.6.5. Размеры каверн в известняках

В подошве баженовской свиты, на границе с абалакской (георгиевской) свитой залегают обычные известняки (слой КС и аналоги). Их коллекторские свойства связаны со **вторичной пористостью, образовавшейся в процессе выщелачивания пород под действием агрессивных флюидов, которая складывается, в основном, из объёма каверн, развитых по трещинам и достигающих иногда нескольких сантиметров в диаметре** [108, 110]**.**

Согласно циклу работ [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386] видимые размеры каверн и трещин этих известняков достигают **нескольких сантиметров в ширину и нескольких десятков сантиметров в длину.**

Меньший размер подобных пустот наблюдался в известняках в подошве баженовской свиты (на границе с георгиевской свитой) на исследованной в работе [94] территории: от 0.05 до 0.001 мм ($5x10^4$ – $5x10^3$ нм, или от 500 до 10 мкм).

4.1.6.6. Раскрытость трещин

Ввиду разнообразия механизмов происхождения трещин в породах баженовской свиты их геометрические размеры также должны меняться в широких пределах [273, 308]. Характерные геометрические параметры и

морфология трещин различного генезиса и в разных породах приведены в работе специалистов ВНИГРИ [305] (смотри **таблицу 4.1.11**).

Генезис трещин	Конфигурация трещин	Протяжённость трещин	Преобладающая ширина трещин, мкм
Литогенетические (преимущественно диагенетические)	Извилистая, ветвящаяся; контуры трещин расплывчатые	Короткие, часто прерывистые, затухают в пределах шлифа	В среднем 5—50 мкм
Катагенетические тектонические	Слабо извилистая, прямолинейная, ступенчатая;	Протяжённые (секут весь шлиф), реже короткие, кулисообразные	В открытых – преимущественно 10—20 мкм, в частично залеченных – разнообразная
Трещины разгрузки	Слабо извилистая, с чёткими контурами	Протяжённые, короткие, кулисообразные	В открытых – преимущественно 10—20 мкм, в частично залеченных – разнообразная, вплоть до 1 см и более
Собственно тектонические трещины	Прямолинейная, с чёткими контурами	Преимущественно секут весь шлиф, иногда кулисообразные, затухающие	В открытых – преимущественно 10—30 мкм, в частично залеченных – разнообразная

Таблица 4.1.11. Морфологическая характеристика микротрещин [305]

Многочисленные наблюдения показывают, что на глубинах 3—4 км (характерных для баженовской свиты) **раскрытость трещин** обычно не превышает 20—25 мкм [305]. Раскрытость трещин по длине может быть как неравномерной, так и равномерной.

Литогенетические трещины обычно весьма короткие, их длина составляет доли миллиметра, редко достигает единиц миллиметров.

Весьма короткими могут быть и кулисообразные тектонические трещины – до 2—3 мм; трещины тектонического происхождения болеее протяжённые [305].

Исследования реальных кернов пород баженовской свиты вполне соответствуют приведенным выше обобщённым данным.

Так, по данным монографии [129] раскрытость межструктурных микротрещин пород баженовской свиты, в основном – битуминозно-глинистых пород, равняется **0,01—5 мкм** (смотри **таблицу 4.1.9**).

В работах [75, 83, 109, 150] сообщается об обнаружении в образцах керна микротрещин с **длиной 72—204 мкм и с несколько большей раскрытостью, чем вышеприведённые значения в 3—20 мкм**.

В районе исследований работы [95] трещины наблюдаются во всех литотипах пород (смотри таблицу 2.4.10). Большая часть трещин имеет раскрытость от 10 до 50 мкм, хотя наблюдаются и гораздо более крупные трещины – с раскрытостью от 150 до 1000 мкм. Отметим, что, как видно из последнего столбца таблицы, **раскрытость трещин превышает десятки микрон только в литотипах, содержащих карбонатный компонент, причём в карбонатных разностях раскрытость трещин достигает 1000 мкм. В большинстве же литотипов раскрытость трещин не**

превышает нескольких десятков микрон, что соответствует результатам обобщённого рассмотрения различных трещиноватых пород [105, 271, 273, 282, 305].

Результаты литолого-геохимических исследований, полученные в работе [88], подтвердили, что в интервале нижнетутлеймской подсвиты на Средне-Назымской площади коллектор приурочен к силицитам и карбонатизированным силицитам. На границе нефтематеринской толщи и коллектора (карбонизированных радиоляритов) развита сеть трещин, с **раскрытостью n 10 мкм**. **Трещины в керне перпендикулярны напластованию** и не выходят на поверхность образца, то есть их формирование не связано с механическим повреждением хрупких пород при подготовке проб.

По результатам исследования керна из продуктивных зон баженовской свиты, проведённого в работе [91], трещиноватыми оказались 3—15% объёма пород, при этом **раскрытость трещин составляла 15—40 мкм.**

Несколько большая раскрытость обнаружена в силицитах, карбонизированных силицитах, биогенных опоках.

В работе [259] в породах баженовской свиты в кремнистых и карбонатных разностях (силициты, мергели, известняки) наблюдались открытые трещины **с раскрытостью от 0,1 до 3—5 мм.**

В биогенных опоках фиксировались трещины не только микромасштаба, **но и более крупные – до 0,1—0,4 мм** [87].

В монографии [131] указано, что в Салымском районе раскрытость видимых в шлифах трещин составила **0,01—0,05 мм (10—50 мкм)**, однако в раздувах, карманах, кавернах достигает **0,5 мм (500 мкм)**.

В работе [288] получено, что раскрытие микротрещин в матрице пород баженовской свиты незначительное и колеблется от **0,001 до 0,07 мм** (**1—70 мкм**). Протяжённость микротрещин различна: вертикальных – равна десятым долям и единицам миллиметров (**n 100 – n 1000 мкм**); горизонтальных – **0,01—0,35 мм** (**10—350 мкм**). Наиболее короткая длина микротрещин характерна для пород массивной структуры. Более длинные микротрещины свойственны породам с ясно выраженной микрослоистостью [288].

Естественно, практически во всех работах самые крупные трещины зафиксированы в известняках, залегающих в низах баженовской свиты, на границе с абалакской или георгиевской свитами.

В работе [91] в зонах дробления в карбонатных породах **раскрытость трещин достигала 1—2 мм**, а в исследовании [70, 75—77, 79—83, 109, 135, 146—149, 386] – **нескольких сантиметров в ширину и нескольких десятков сантиметров в длину (слой КС).**

Таким образом, в большей части пород, особенно в глинисто-битуминозной матрице, раскрытость трещин составляет от первых микрометров до первых десятков микрометров. В прослоях силицитов, карбонизированных силицитов раскрытость трещин может

увеличиваться до долей или единиц миллиметра, а в карбонатных породах, залегающих в низах баженовской свиты, может составить до миллиметров или даже нескольких сантиметров. Тот же порядок имеет и длина трещин в соответствующих типах пород.

4.2. Проницаемость пород баженовской свиты

В настоящем разделе приводятся некоторые опубликованные сведения о порядке величин проницаемости пород баженовской свиты.

4.2.1. Проницаемость не трещиноватой части пород («матрицы»)

Поскольку на поверхность выносятся, по большей части, не трещиноватые части пород, то наибольшее количество сведений о проницаемости касается именно этих разностей, называемых часто «матрицей».

Прежде всего отметим, что по приведённым выше данным о радиусах устьев пор можно оценить проницаемость среды, используя приближённые, хорошо известные формулы. Подробный обзор подобных приближённых соотношений приводится в классическом труде А.Э. Шейдеггера [307]. В простейшей гидродинамической модели пористой среды – модели прямых, круглых, гладких капилляров одинакового радиуса – формула для оценки проницаемости имеет тривиальный вид:

$$K_{пр} = \frac{r^2}{8}\ m,$$

где **r** – радиус капилляров, а **m**– коэффициент пористости (объём пор в долях от объёма породы).

Согласно данным **п. 4.1.2**, величину **m** можно принять равной 0,08.

Согласно работам [95, 108, 110] радиус устьев пор изменяется от 10 Å до 4000 Å, то есть **от 10^{-7} до $4 \cdot 10^{-5}$ см** (смотри **п. 4.1.6.3**). Подставляя эти величины в указанную формулу, получаем, что **проницаемость не трещиноватых** разностей пород свиты должна лежать в пределах **от 1,6 до 10^{-5} мД**.

В монографии [300] в качестве радиуса устьев пор указан интервал 8—25 нм, то есть **$8 \cdot 10^{-7}$ – $25 \cdot 10^{-7}$ см** (смотри **п. 4.1.6.3).** Подставляя эти величины в формулу, получаем интервал изменения проницаемости **от $6 \cdot 10^{-4}$ до $6 \cdot 10^{-3}$ мД.**

Для сходных с баженовской свитой глинистых отложений США радиус устьев пор лежит в пределах **от $5 \cdot 10^{-7}$ до $20 \cdot 10^{-7}$ см** [299] (смотри

п.4.1.6.3).Соответствующая проницаемость заключена в пределах **$2{,}5\cdot10^{-4}$ – $4\cdot10^{-3}$ мД**.

Эти простые оценки показывают, что проницаемость нетрещинной части пород заключена в достаточно широких пределах **10^{-5}—1,5 мД, но наиболее вероятное значение – в интервале 10^{-4}—10^{-3} мД.**

Такие величины проницаемости подтверждаются данными лабораторного изучения кернов. Согласно результатам работы [95] (смотри **рис. 4.2.1**) проницаемость не трещиноватых разностей пород баженовской свиты в условиях, моделирующих пластовые, заключена **в интервале 10^{-6}—10^{-1} мД**. По данным работы [91] проницаемость матрицы пород заключена в тех же пределах: **$n\cdot10^{-2}$ – $n\cdot10^{-5}$ мД**, по сведениям из монографии [306, стр.58] – составляет от **10^{-4} до 10^{-6} мД**. **При этом в [306] утверждается, что проницаемость в направлении, перпендикулярном напластованию, на два порядка меньше указанных величин.**

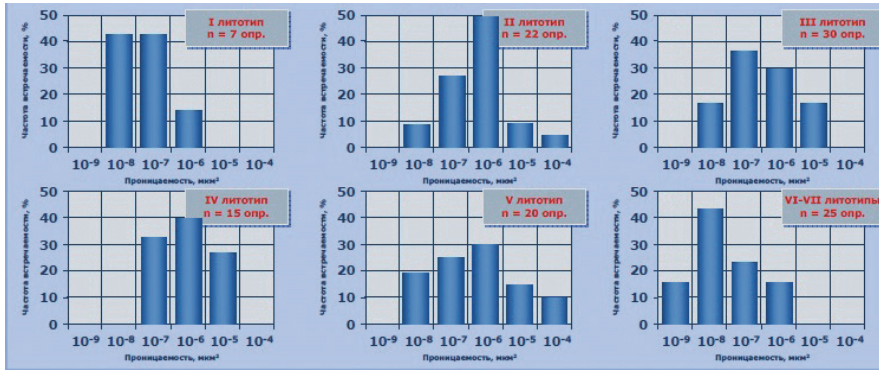


Рис. 4.2.1. Распределение проницаемости по нефти не трещиноватых разностей пород БС в условиях, моделирующих пластовые [95]

При моделировании генерации УВ в баженовской свите [491] средняя проницаемость принята равной **0,04 мД.**

По данным работы [94] на исследованной в этой работе территории (смотри **таблицу П.3.1 Приложения 3**) проницаемость *аргиллитов алевритовых, карбонатистых* составляет **0,01—0,07 мД**, *аргиллитов алевритовых, битуминозных, в различной степени кремнистых до силицитов* равна **0,01 мД** и данные литологические разности трактуются как неколлекторы.

Вообще, проницаемость большей части пород нефтематеринской матрицы на Западе Широтного Приобья составляет **менее 0,1 мД**, как следует из данных **рис. 4.2.2**. Из 91 определения пористости и проницаемости пород нефтематеринской матрицы Гальяновского и Средне-Назымского месторождений только шесть имеют проницаемость выше 1 мД при максимальном значении примерно 3 мД. **Кроме того, между пористостью и**

проницаемостью отсутствует какая-либо зависимость. Последнее неудивительно, если принять во внимание указанные выше вторичные процессы, формировавшие пустотное пространство пород свиты (смотри **пп. 2.4.1, 3.3, 3.7, 4.1.4**).

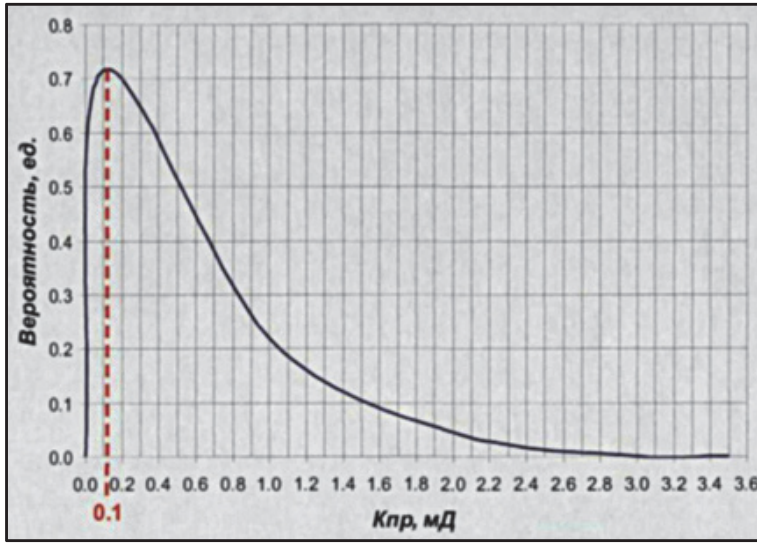


Рис. 4.2.2. Распределение проницаемости по керну пород нефтематеринской матрицы на Западе Широтного Приобья [87, 134]

Сходные результаты получены ещё на ранних стадиях изучения баженовской свиты [129]: по данным лабораторных исследований образцов глинисто-битуминозной нефтематеринской матрицы **газопроницаемость составила десятые доли, реже единицы мД.**

В работе [158] приведены данные М.Ю. Зубкова по определению проницаемости образцов керна на Маслиховской площади, согласно которым проницаемость варьировала от 0,01 до 1000 мД, но **большинство образцов имели проницаемость ниже 3 мД.**

При исследовании кернов пород баженовской свиты [70, 75—77, 79—83] подавляющая часть образцов имела **проницаемость менее 0,01 мД** (смотри **таблицу 4.2.1**).

В работе [250] изучалась проницаемость пород БС на Сахалинской и Восточно-Сахалинской площадях. Из 49 образцов в шестнадцати замерена проницаемость, отличная от нуля (смотри **таблицу 4.2.2**); остальные 33 образца имели нулевую проницаемость – по крайней мере, **менее $1{,}7 \cdot 10^{-4}$ мД.** При исследовании пористости и проницаемости пород баженовской свиты на территории, исследованной в работе [94], большая часть образцов имела

проницаемость в десятые и сотые доли мД, лишь у нескольких замерена проницаемость в единицы миллиДарси (смотри **таблицу 4.2.3**).

Число образцов	Интервал изменения пористости по газу, %	Интервал изменения пористости по керосину, %	Интервал изменения проницаемости, мД
560	Около 2	–	Менее 0,01
20	0—4.87	0.85—9.45	0.01—2.56
14	–	0.57—12.11	0.02—3.0
21	–	2.47—9.45	Менее 0.01—2.56
Матрица карбонатов в подошве	0.31—5.25	–	0.01—0.7

Таблица 4.2.1. Некоторые результаты определения пористости и проницаемости образцов пород баженовской свиты [70, 75—77, 79—83]

Литологический состав образца	Пористость, %	Проницаемость при атмосферном давлении, мД
Кремнисто-глинистый	4.80	0.430
Кремнисто-глинистый	0.12	1.190
Кремнисто-глинистый	0.27	0.390
Силицит	0.27	0.00240
Кремнисто-глинистый	0.08	0.00017
Карбонат	0.69	0.00210
Кремнисто-глинистый	5.36	0.00440
Кремнисто-глинистый	0.73	1.190
Силицит	0.33	0.00880
Кремнисто-глинистый	0.42	0.400
Кремнисто-глинистый	0.33	0.00120
Кремнисто-глинистый	0.5	0.00150
Карбонатно-кремнистый	1.18	0.450
Глинисто-кремнистый	0.36	0.500
Глинисто-кремнистый	0.28	0.01
Глинисто-кремнистый	0.46	0.580

Таблица 4.2.2. Замеренные проницаемости пород баженовской свиты по Сахалинской и Восточно-Сахалинской площадям [250]

При исследовании кернов пород Пальяновского месторождения [314] абсолютная газопроницаемость не трещиноватой части пород заключена в интервале 0,09—0,61 мД.

Как уже указывалось выше, более высокими ФЕС характеризуется *трещиноватая часть карбонатизированных прослоев радиоляритов*, как следует из данных **таблицы 4.2.4** [138]. В работах [70, 75—77, 79—83] для образцов радиоляритов различной степени карбонатизации получены и более высокие значения **абсолютной газопроницаемости – до 60 мД.**

Площадь	Часть свиты	Породы	Пористость, %	Проницаемость матрицы, мД
Северо-Кочевская	Верхняя	Силициты и кремнистые аргиллиты с прослоями аргиллитов и алевролитов	0,13—0,33% (силициты), до 4.2% (аргиллит кремнистый)	0,07—0,23
Южно-Ягунская	Нижняя	Органогенные силициты с прослоями алевритистых и глинистых силицитов и известняков	0,3—1,75	0,01—0,60
Южно-Ягунская	Нижняя	Переслаивание силицитов, аргиллитов и органогенных известняков	0,2—0,6	0,01—0,07
Кустовая	Средняя	Силициты	0,06—0,46	0,18—4,64
Повховская	Нижняя	Переслаивание пачек известняков, силицитов и аргиллитов	0,3—7	0,01—0,7 (В одном случае, у аргиллита сапропелевого известковистого, достигает 17 мД)
Южно-Выинтойская	Нижняя	Аргиллиты и силициты	0,05—0,42 (силициты), 0,43—2.26 (аргиллиты)	0,01—0,6

Таблица 4.2.3. Некоторые значения пористости и проницаемости пород БС на территории, исследованной в работе [94]

Основные литотипы	Толщина, м	$К_п$, %	$К_{пр}$, мД	Дебит нефти, т/сут	Пустотное пространство
Породы матрицы	2—7	6—8	менее 0,01	нет	Разобщённые пустоты и микротрещины
Известняки апорадиоляритовые	До 1	4,5—9	0,5—2	до 30 (в среднем – до 5)	Микропустоты и микротрещины
Доломиты апорадиоляритовые	До 3	10—16	Более 3	До 120	Пустоты и микротрещины

Таблица 4.2.4. Фильтрационно-ёмкостные свойства пород баженовского горизонта [138]

4.2.2. Проницаемость пород аномальных разрезов

Породы аномальных разрезов, как указано в **п. 2.3**, представляют собой более-менее обычные терригенные разности и обладают гораздо лучшими ФЕС, чем большинство разностей, слагающих «нормальные» разрезы БС, как это следует из данных работы [94], приведённых в **таблице 4.2.5**.

Коллекторы в АР представлены как песчаниками, так и алевролитами. В целом, **песчаники-коллекторы** аномальных разрезов средне- и мелкозернистые, алевритовые, карбонатистые, с глинистой примесью, сидеритизированные. Характеризуются проницаемостью **от единиц до первых десятков миллиДарси**.

Зона баженовской свиты с АР	Проницаемость, мД	Пористость, %	Нефтенасыщенность, %
Южно-Конитлорская	5,6—21,7	17,4—19,0	47—52
Северо-Конитлорская	1,6—5,0	16,0	58
Тевлинско-Русскинская	13,0—19,0	16,0—19,8	55—85
Равенская	0,19—4,6	10,8—16,0	49,9
Дружно-Ягунская	0,70—2,1	3,5—8,0	85
Восточно-Придорожная	0,30—1,0	15,0—17,0	52
Повховская	0,15—6,0	11,5—14,7	67

Таблица 4.2.5. Фильтрационно-ёмкостные свойства терригенных отложений «аномальных» разрезов баженовской свиты на территории, исследованной в работе[94]

Алевролиты мелко- и крупнозернистые, песчаные, слабо пелитистые, карбонатные, средне-отсортированные могут быть как коллекторами, так и неколлекторами [94]. **Алевролиты-коллекторы** (мелко- и крупнозернистые, песчаные, слабо пелитистые, карбонатистые) характеризуются проницаемостью **от десятых долей до первых единиц миллиДарси [94]**.

Как уже отмечалось выше, породы-коллекторы АР представляют собой в общем типичные песчано-глинистые терригенные разности, отличающиеся невысокой проницаемостью, но намного более высокой, чем породы матрицы «нормальных» баженовских отложений. Проницаемость коллекторов в АР является, в основном, межгранулярной, но по величине примерно соответствует проницаемости трещин и микротрещин в нормальных баженовских породах, как следует из сопоставления с данными последующего раздела.

4.2.3. Трещинная проницаемость

Наряду с чисто поровой пустотностью в породах баженовской свиты отмечается наличие как истинно трещинного, так и трещиноподобного типов пустотности, образовавшихся по ослабленным зонам при физико-химических преобразованиях пород и различных механических воздействиях, в том числе – при тектонических движениях.

Для оценки расхода жидкости и проницаемости трещиноватой среды при известных параметрах трещин - существует достаточно большой набор точных и приближённых формул [273, 305, 308]. В частности, для трещин с гладкими стенками:

$$\mathbf{q} = \frac{b^3}{12\mu}\ \mathbf{grad\ P},$$

а для трещин с шероховатыми стенками –

$$\mathbf{q} = \frac{b^3}{12\mu}\,\mathbf{grad\ P}\,\frac{1}{1+6(\frac{l}{b})^{1,5}},$$

где **q** – объёмный расход жидкости, **b** – раскрытость трещин, **μ** –вязкость жидкости, **l** – высота выступов на стенках, **l/b** – относительная шероховатость.

Часто утверждается, что расход по указанным формулам пропорционален кубу раскрытости. Это не так. В действительности, всегда существует связь между раскрытостью и длиной трещины, входящей в оценку градиента давления. Трудно представить себе трещину с раскрытостью 20 мкм, но протяжённостью 1 км, или длиной 1 м при раскрытости 10 м. Поэтому зависимость расхода от величины **b** будет слабее кубической.

Влияние различных факторов на расход жидкости по трещинам изучалось достаточно давно в ряде монографий [273, 308]. Некоторые оценки [305, 308] приведены в **таблице 4.2.6**.

Фактор	Кратность влияния на проницаемость		Принятые пределы изменения фактора
	Линейный закон фильтрации	Квадратичный закон фильтрации	
Шероховатость	5,5	6,3	От трещин с гладкими стенками до трещин с относительной шероховатостью 0,8
Клиновидность	18	6	От трещин с параллельными стенками до трещин с клиновидностью 0,1 при шероховатости 0,1
Форма	44	11	От трещин идеальной формы до трещин со значительными неправильностями формы на трети пути фильтрации
Извилистость	1,5	1,5	От трещин плоских до весьма извилистых
Совместное действие факторов 1—4	97	21	От идеальной трещиноватости с параллельными гладкими стенками до трещин с наиболее невыгодной комбинацией факторов 1—4, дающей наибольшие потери в расходе жидкости
Пустотность	600	600	При изменениях пустотности от 0,3 до 0,0005
Среднеобъёмное раскрытие трещин	40000	14	При изменениях средней раскрытости трещин от 0,005 до 1 см

Таблица 4.2.6. Степень влияния различных факторов на коэффициент проницаемости трещиноватой породы [305]

Из данных таблицы видно, что величина трещинной проницаемости определяется сложной комбинацией различных факторов, многие из которых весьма трудно определить даже при микроскопических исследованиях. Значительную трудность представляет собой и пространственная изменчивость литологического состава пород, соответственно, и пространственного расположения ослабленных зон и трещиноподобных пустот.

Качественные же оценки величины трещинной проницаемости можно получить при изучении шлифов по методике ВНИГРИ [305]. В этом методе по площади шлифа оценивается несколько величин: **S** – площадь шлифа, мм^2; **b** – раскрытость трещин, мкм; **l** – суммарная длина трещин в площади шлифа, мкм.

Тогда плотность трещин, пористость и проницаемость рассчитываются по формулам [305, 308]:

$$\mathbf{k_т = A \cdot b^3 \cdot l/S,}$$

$$\mathbf{T = B \cdot l/S,}$$

$$\mathbf{m_т = b \cdot l/S,}$$

где $\mathbf{k_т}$ и $\mathbf{m_т}$ – трещинная проницаемость в миллиДарси и пористость, **T** – плотность трещин 1/м. Коэффициент **B** отражает соотношение размерностей и равен 1570.

Коэффициент **A** меняется в зависимости от ориентировки трещин и равен:

A = 0,0171 для хаотичных трещин при двух системах взаимно перпендикулярных трещин;

A = 0,0228 при трёх взаимно перпендикулярных системах трещин;

A = 0,0342 для горизонтальных трещин.

Если принять в среднем плотность трещин в породах баженовской свиты равной 50—150 1/м (смотри **п. 3.2**), то из табличных данных, приведённых в статье [305], получим порядок величины проницаемости трещиноватых пород баженовской свиты, приведённые в **таблице 4.2.7**.

Эти простые качественные оценки проницаемости трещиноватых пород баженовской свиты в целом совпадают с экспериментальными данными на кернах и оценками, полученными другими методами.

В частности, по данным монографии [129] значения проницаемости пород, обусловленные горизонтальными трещинами, изменяются **от 0,1 до 10 мД**, а обусловленные вертикальными трещинами – **от 0,4 до 7 мД.**

В монографии [131] приводится значительно бóльшая величина проницаемости трещиноподобных пустот в глинистых породах баженовской свиты: **от 65 до 120 мД**.

Раскрытие трещин, мкм	Плотность трещин, 1/м	Трещинная проницаемость, мД		
		Трещины хаотические, две системы взаимно-перпендикулярных трещин (A = 0,0171)	Три системы взаимно-перпендикулярных трещин (A = 0,0228)	Трещины горизонтальные (A = 0,0342)
5	50	0,078	0,091	0,136
	100	0,136	0,182	0,272
	150	0,204	0,272	0,408
10	50	0,545	0,726	1,089
	100	1,089	1,452	2,178
	150	1,634	2,178	3,267
25	50	8,509	11,346	17,018
	100	17,018	22,691	34,037
	150	25,527	34,035	51,05
50	50	68,073	90,764	136,147
	100	136,147	181,529	272,293
	150	204,219	272,294	408,440

Таблица 4.2.7. Расчётная таблица определения трещинной проницаемости при различной раскрытости, плотности и ориентировке трещин (по данным работы [305])

Трещинная проницаемость карбонатизированных радиоляритов достигает **нескольких миллиДарси** – смотри выше **таблицу 4.2.4**.

На Пальяновском месторождении вскрыта глинисто-карбонатно-кремнистая порода, проницаемый слой которой представлен карбонатно-кремнистыми обломками, соединёнными между собой сетью разноориентированных трещин со средней раскрытостью 35 мкм, при плотности трещин 1,25 см/см^2 и проницаемости 3,3 мД.

В хрупких породах, содержащих значительное количество карбонатных минералов, могут встречаться трещины с проницаемостью в несколько Дарси (!). Например, на Пальяновском месторождении установлено наличие трещин с проницаемостью 2 и более Дарси при площади трещины всего около 3 мм^2.

В диссертации [250] приводятся результаты интересного эксперимента по созданию в образцах пород баженовской свиты искусственных трещин. Эксперимент проводится на установке УИМК, разработанной в ИГиРГИ. Установка работала в режиме неравномерного объемного сжатия, то есть напряжение по напластованию превосходило стресс вкрест напластования.

Были проведены замеры проницаемости до и после деформации по пяти образцам, отобранным в четырёх различных скважинах – смотри **таблицу 4.2.8**.

Причём скважины были разного типа, от «сухих» и почти сухих до высокодебитных. Исследовались образцы различного минералогического состава.

Приведённые в таблице 4.2.8 [250] данные свидетельствуют, что проницаемость трещин, возникающих в породах баженовской свиты при

искусственных механических нагрузках, составляет единицы и первые десятки миллиДарси, что согласуется с данными других определений трещинной проницаемости, но проведённых на кернах с естественной трещиноватостью.

Номер образца	Литологический состав образца	Приложенное эффективное давление, МПа	Проницаемость исходная, мД	Проницаемость после нагрузки, мД
1	Силицит	40	0	8,35
9	Кремнисто-глинистый	40	0,43	9,05
10	Карбонатно-кремнистый	40	1,18	18,75
21	Кремнисто-глинистый	40	0,044	18,5
23	Карбонатный	40	0	14,3

Таблица 4.2.8. Результаты исследования керна до и после искусственного трещинообразования [250]

По результатам исследования пустотного пространства образца № 1 после приложения нагрузки были выявлены многочисленные микротрещины длинною до 20 мкм, которые унаследовали естественною слоистость отложений баженовской свиты. За счёт появления трещин отмечено и незначительное увеличение пористости образца.

Следует подчеркнуть, что, по мнению автора работы [250], самого по себе локального трещинообразования в пласте недостаточно, чтобы обеспечить наблюдаемую высокую продуктивность скважин – сотни кубических метров в сутки (на некоторых скважинах Салымского и аналогичных месторождений). Высказано мнение, что для обеспечения столь высоких дебитов трещины различных направлений должны слиться между собой и образовать некоторое подобие раздробленной породы («крупной щебёнки»). При работе добывающей скважины она может выноситься из пласта. Такой эффект, как указано в работе [250], был отмечен в одной скважине – Сахалинской № 20.

В работе [94] на Северо-Кочевской площади изучены породы верхней части баженовской свиты, представленной силицитами и кремнистыми аргиллитами с прослоями аргиллитов и алевролитов. Проницаемость пород битумно-глинистой матрицы низкая; **0,07—0,23 мД**, **но по отдельным горизонтальным трещинам достигает 7,7 мД.**

На Южно-Выинтойской площади в нижней части свиты, представленной низкопроницаемыми аргиллитами и силицитами, **в аргиллитах по отдельным горизонтальным трещинам проницаемость достигает 5.4 мД.**

Необходимо ещё раз подчеркнуть, что проницаемость трещин и трещиноподобных пустот сильно зависит от степени залеченности их пространства кальцитом, пиритом, ОВ и тому подобное, что, по данным

таблицы 4.2.6, может изменить проницаемость трещиноватой породы на два порядка или даже более.

Таким образом, за исключением типичных известняков в низах баженовской свиты, трещинная проницаемость пород баженовской свиты, как правило, составляет от единиц до нескольких десятков миллиДарси, но с возможными выбросами до сотен миллиДарси.

4.2.4. Породы, слагающие приточные интервалы в скважинах, вскрывших баженовскую свиту

С величинами проницаемости различных типов пород связана и проблема идентификации приточных интервалов в разрезе скважин, вскрывших баженовскую свиту. Ввиду важности этого вопроса ему посвящена обширная литература, но в данном обзоре мы коснёмся его лишь в той мере, которая необходима для гидродинамического моделирования этого объекта.

Результаты одного из последних и полных исследований по этому направлению опубликованы в работе Г.А. Калмыкова [386]. Согласно этим данным, в разрезе свиты выделено несколько групп нефтенасыщенных пород, различающихся по объёму и по степени подвижности УВ флюидов в поровом пространстве.

1-я группа названа в работе [386] *естественными коллекторами*. Это нефтенасыщенные породы, содержащие подвижную извлекаемую нефть и способные обеспечивать приток из пласта в скважину без дополнительных ГТМ. К ним, прежде всего, относятся кремнистые и карбонатно-кремнистые породы с достаточно низким содержанием керогена ($\mathbf{C_{орг}} < 2\%$). Глинисто-кремнистые и кероген-глинисто-кремнистые породы попадают в эту группу в зонах с высокой катагенетической зрелостью БС (смотри **Часть V**), отвечающей концу главной зоны нефтеобразования, когда нефтегенерационный потенциал пород практически полностью израсходован. Пористость таких пород меняется от 4,28% до 9,45%, абсолютная газопроницаемость – от 0,03 мД до 2,56 мД [386]. Такие породы выявлены на скважинах Салымского и центральной части Приразломного месторождений. Чаще всего значительные притоки нефти из пласта $\mathbf{Ю_0}$ обеспечивают карбонаты (известняки, доломиты или смешанные известково-доломитовые породы) слоя КС, приуроченного к нижней части БС или кровле абалакской свиты [386]. Как показано выше в данном разделе, в породах слоя КС фиксируются значительные размеры каверн и раскрытость трещин.

2-я группа названа в работе [386] *технически стимулируемыми коллекторами.* Это – нефтенасыщенные породы, содержащие сорбированную нефть и нефть в изолированных порах, способные обеспечивать приток при специальных технологических мероприятиях, например, воздействии на породу органических растворителей, прогреве породы до 300°С (смотри **Часть V**) и тому подобных. Эти породы обладают низкими ФЕС ($\mathbf{К_п} < 2\%$,

$\mathbf{K_{пр}} < 0{,}01$ мД), однако имеют ряд признаков, подтверждающих их нефтенасыщенность [386]. К этой группе относятся карбонатно-глинисто-кремнистые и кремнисто-карбонатные породы с двустворками [386].

Несколько иная классификация для баженовской свиты на Западе Широтного Приобья предложена В.Д. Немовой [134]. Разрез нижнетутлеймской подсвиты в районе исследования (смотри **Приложение 3**) уверенно делится на две пачки: верхнюю (высокорадиоактивную) и нижнюю (низкорадиоактивную). Как приточные, были установлены интервалы разреза, обладающие относительно повышенной плотностью, высокой скоростью прохождения сейсмических волн, толщиной 0,4—2 м. Такие интервалы выявлены в верхней пачке, в кровле и подошве нижней пачки, причём только в среднем интервале притоки были получены во всех скважинах [134].

При сопоставлении данных ГИС, дебитометрии и литологических исследований установлено [134], что к потенциальным коллекторам в этом районе относятся следующие литотипы пород: радиоляриты, доломиты кремниевые апорадиоляритовые, доломиты апорадиоляритовые, доломиты битуминозные апорадиоляритовые, известняки мелко-среднекристаллические апорадиоляритовые, известняки с цементом прорастания апорадиоляритовые, известняки комковатые микритовые копролитовые, известняки однородные микритовые трещинно-кавернозные.

К неколлекторам отнесены породы: глинисто-кероген-кремниевые, кероген-карбонатно-кремниевые, сильно битуминозные и кремниевые породы со стяжениями [134].

Обе классификации сходятся в главном: приточные интервалы сложены породами с низкой глинистостью, более хрупкими и более склонными к образованию трещин (смотри выше п. 3.8).

4.2.5. Изменение пористости и растрескивание пород БС при нагреве и термолизе керогена

При ТГВ в пласте происходит окисление кислородом воздуха твёрдого ОВ **(керогена),** битумоидов и подвижной нефти с выделением тепла, вызывающего нагрев породы. При повышении температуры породы происходит термодеструкция всех видов ОВ с выделением газообразных продуктов (смотри ниже **п. 5.6.3**). Поскольку твёрдое ОВ составляет часть матрицы породы, подобные превращения должны вызвать изменения величин пористости и проницаемости пород, тем большие, чем больше в них содержание твёрдого ОВ.

Механизм изменения пористости достаточно очевиден – термодеструкция керогена, его превращение в газообразные, жидкие и твёрдые продукты приводит к увеличению пустотности пород. В результате

образуются новые поры, которые могут соединяться с уже существующими порами, заполненными первичной («природной») нефтью. Все эти процессы должны приводить к росту объёма и связности порового пространства коллектора, что, в свою очередь, должно увеличивать проницаемость.

Но основным механизмом возрастания проницаемости породы является не просто рост пористости, а рост степени трещиноватости пород, который обусловлен нижеследующими процессами.

1. Образование трещин под воздействием давления газов, возникающих при:

а) термодеструкции углеводородов в ограниченном пространстве пор между зёрнами минерального скелета, и

б) выделения в пласте паров воды и нефти.

В результате в породе может формироваться система связанных фильтрационных каналов, которые остаются раскрытыми в течение нагрева и газообразования. После их смыкания вследствие прорывов газов в проницаемый пласт, а также постепенного остывания породы, полного закрытия трещин всё же не происходит из-за шероховатости их стенок, препятствующей смыканию (смотри **п. 3.9**);

2. Образование трещин, обусловленное тем, что элементы механической неоднородности пород БС различного пространственного масштаба имеют различные величины модулей упругости и коэффициентов теплового расширения.

3. При слабом прогреве, недостаточном для термодеструкции углеводородов, возможны изменения пластичности некоторых зон пород за счёт увеличения пластичности твёрдого органического вещества в скелете породы; это может приводить к появлению пластических сдвигов, в особенности по плоскостям напластования.

4.2.5.1. Преобразования величины и характера пористости при нагреве за счёт термолиза ОВ

Эффект изменения величины и характера пористости при нагреве исследовался, хотя на других объектах – горючих сланцах, газо- и нефтеносных сланцах США, и при иных, чем при ТГВ, условиях нагрева. Даже крайне немногочисленные работы по аналогичным исследованиям на породах БС выполнены, к сожалению, в условиях, мало соответствующих реально существующим в пласте при ТГВ. **Однако такие данные дают общие качественные сведения о самом существовании, величинах и значимости подобных эффектов, поэтому в данном подпункте приведён их краткий обзор.**

Данные по горючим сланцам

Согласно данным справочника [391] в процессе термического разложения горючего сланца (при атмосферном давлении) экспериментально отмечены следующие изменения пористости:

– в интервале температур 290—440°С приращение пористости прямо пропорционально выходу летучих продуктов термолиза, который к концу этого интервала может достигать до 78% от начальной органической массы;
– при температурах 440—510°С происходит усадка минеральной части скелета сланца, достигавшая в экспериментах 7%;
– при нагреве выше 550°С пористость снова увеличивается.

Экспериментальные результаты измерения пористости образца горючего сланца в процессе нагрева показаны в **таблице 4.2.9**, заимствованной из справочника [391].

Следует подчеркнуть, что описываемые измерения были проведены при атмосферном давлении и на раздробленной породе, за счёт чего летучие продукты термолиза могли свободно удаляться из образца.

Показатель	До нагрева	Температура нагрева, °С						
		350	400	450	500	550	600	650
Истинный удельный вес, г/см^3	1,72	2,02	2,42	2,58	2,61	2,63	2,65	2,66
Кажущийся удельный вес, г/см^3	1,49	1,35	1,23	1,00	1,14	1,04	0,88	0,71
Пористость, %	13	33	49	61	56	60	67	73

Таблица 4.2.9. Изменение пористости и удельного веса образца горючего сланца при нагреве [391]

Тем не менее, полученное в [391] значительное возрастание пористости даже при температурах до 400°С, характерных и для ТГВ [68], указывает на то, что этот процесс вполне может иметь место и в породах баженовской свиты.

Более детальное и глубокое исследование этой проблемы проведено в ряде зарубежных работ, например, в [421—423, 425].

В работе [425] образцы горючего сланца месторождения Fushun (Китай) были помещены в цилиндрический контейнер диаметром 5 см и высотой 10 см, а затем, при комнатной температуре, в измерительную ячейку, которая позволяла создавать трёхосные напряжения; измеряли коэффициент проницаемости при комнатной температуре. После этого температуру

поднимали до 600°C с шагом 50°C, на каждом шаге выдерживая в течение часа и измеряя проницаемость. Исследование образцов с помощью компьютерного рентгеновского томографа до и после нагрева до максимальной температуры показало, что **после нагрева в образце чётко различимы трещины, ориентированные по напластованию и ориентации минеральных микропрослоев, тогда как до нагрева никаких трещин в образце отмечено не было.**

Согласно полученным данным, процесс термического растрескивания может быть разделён на два этапа: 20—300°C и 300—600°C.

На первом, особенно в интервале 200—300°C, на границах твёрдых минеральных зёрен скелета начинают формироваться микротрещины различного размера, параллельные напластованию. **Появление этих трещин связано с напряжениями, возникающими от разницы в коэффициентах теплового расширения компонентов минерального скелета.**

На втором этапе появление новых и расширение существующих трещин связано с термолизом керогена, приводящего к образованию различных газов (CH_4, C_2H_4, CO_2, H_2, CO, H_2S – смотри **Часть V**). Это вызывает рост порового давления и, когда вызванные этим напряжения превосходят предел прочности породы, начинается её интенсивное растрескивание. Анализ роста числа трещин с длиной **более 0,2 мм** показал, что интенсивное трещинообразование начинается при 300°C; в рассмотренных условиях и для исследуемого образца это – пороговое значение температуры для роста числа трещин и величины проницаемости.

В целом при росте температуры с 20°C до 600°C число трещин с шириной более 5 мкм возросло в 37 раз (!), а проницаемость образца параллельно напластованию – в 250 раз (!).

В работах [422, 423] при аналогичных исследованиях также использовали **обычную трёхмерную рентгеновскую компьютерную микротомографию** и сравнивали только начальное и конечное состояние образца – до и после термолиза. В работе [422] размер вокселя при томографии был равен 42 мкм.После термолиза **было зарегистрировано появление трёхмерной сети пор, причём некоторые поры имели размер до 500 мкм (!)**.

Более подробное аналогичное исследование, **с использованием не только микро-, но и нанотомографии**, проведено в работе [423]. Исследовались образцы керна месторождения Green River (США) диаметром 1,9 см. Дополнительно шлифы, изготовленные из данного керна, исследовались методами оптической и электронной микроскопии, а минеральный состав образцов анализировали с помощью рентгеноструктурного анализа. При томографических исследованиях размер вокселя обычно равен 10 мкм, что позволяет получить пространственное разрешение в 100 мкм при изучении минеральной структуры и многофазных образований (структурное разрешение). В цитируемой же работе за счёт применения высокоразрешающего рентгеновского детектора удалось

повысить структурное разрешение до 10 мкм. Применение же нанотомографии позволило повысить структурное разрешение уже до 60 нм (≈ 0,06 мкм), то есть более чем на три порядка по сравнению с большинством аналогичных исследований.

Изучение шлифов и данные рентгеноструктурного анализа показали, что образцы имеют слоистую структуру, а минеральная часть скелета состоит в основном из доломита, кальцита и кварца, иллита, каолинита, с примесью гипса и пирита; при этом толщина глинистых прослоев составляла от 10 до 20 мкм, а карбонатных – от 20 до 30 мкм. Расположение ОВ ассоциировано в основном с глинистыми прослоями.

До термолиза в кремнистых микропрослоях были обнаружены трещины и поры размером до 100 нм, а пустоты значительно большего размера – в прослоях, обогащённых керогеном.

Керны длиной 15 см подвергались в реакторе нагреву со скоростью подъёма температуры 1, 10, 100°С/мин, каждый образец – со своей скоростью и до достижения своей заранее заданной температуры (300, 350, 400°С), при которой все они выдерживались по 24 часа. Для примера, результат термолиза одного из образцов показан на **рис. 4.2.3**, заимствованном из работы [423]. Средняя пористость после термолиза составила 9,44% в образце, нагретом до300°С; 13,37% – в образце, нагретом до 350°С; 13,36% – в образце, нагретом до 400°С.

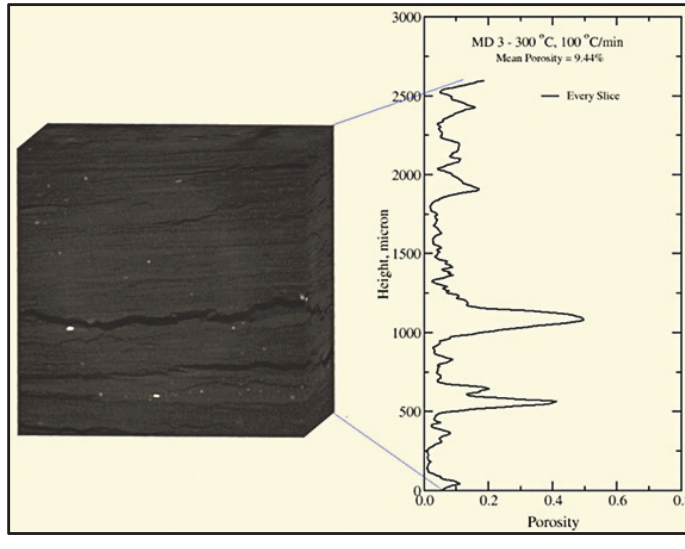


Рис. 4.2.3. Пример исследования структуры порового пространства образца горючего сланца после термолиза; скорость подъёма температуры – 100°С /мин, конечная температура – 300°С [423]

Структура пустотного пространства образцов **после термолиза,** реконструированная в результате томографического исследования, была преобразована в цифровую форму, и с помощью решёточного уравнения Больцмана был численно смоделирован процесс однофазной фильтрации.

Полученная расчётная проницаемость после термолиза в *кремнистых микропрослоях* составила порядка нескольких миллиДарси, тогда как *в обогащённых керогеном микропрослоях* – на 4 порядка больше, при наличии сильной анизотропии проницаемости.

В работе [574] исследовалось растрескивание образцов сланца Mancos Shale при термолизе в интервале 380—550°C. При нагреве выше 430°C отмечено появление микротрещиноватости. Сравнение данных микротомографии, полученных при температуре 430 и 470°C, показало значительное уменьшение объёма керогена за счёт заполнения пор возникшими в результате термолиза битумоидами.

В работе [421] экспериментально было исследовано (в лабораторной реторте, в вакууме) влияние термолиза на пористость образцов керогена месторождения Green River. **Для исследования использовалась трёхмерная компьютерная томография, основанная на синхротронном рентгеновском излучении**. **Это позволило фиксировать изменения структуры и объёма пор в процессе нагрева, а не только до и после термолиза, как в цитированных выше работах.** Размер вокселя – 2 мкм. В этом исследовании использовали образцы горючего сланца диаметром 2,5 мм и длиной 10 мм, представлявшие собой чередование прослоек в минеральной матрице – как обогащённых, так и бедных керогеном.

На **рис. 4.2.4** показана временная последовательность нагрева образца.

На **рис. 4.2.5** показаны полученные снимки: первые четыре – исходные, в различных оттенках серого цвета, последние три – после сегментации. Выделенные поры окрашены в белый цвет. Как видно из рисунка**, до температуры в 390°C никаких заметных изменений пустотного пространства не наблюдается, затем в интервале 390—400°C происходит его резкое изменение, пористость возрастает до 21,9% (смотри рис. 4.2.5), появляется сеть микротрещин.** По мере дальнейшего нагрева до 500°C отмечается небольшое, но обнаружимое дополнительное изменение пористости примерно на 2,7% (смотри **рис. 4.2.6**).

На **рис. 4.2.7** показаны трёхмерные изображения образцов, соответствующих позициям **e** и **f** на **рис. 4.2.5**, то есть температурам 390 и 400°C. Видно, что пустотное пространство характеризуется **трещинами, параллельными напластованию** и, как показали дополнительные исследования, приуроченными к прослойкам, обогащёнными керогеном. **Специальный анализ показал, что до 390°C все поры практически изолированы, при 400°C степень связности пор резко возрастает до 96,5%, а при температуре 500°C степень связности пор увеличилась до 97,8%.**

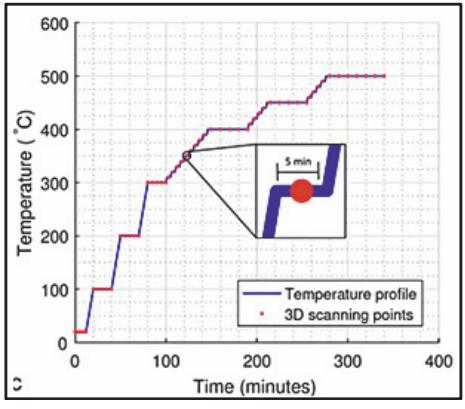


Рис. 4.2.4. Временной режим нагрева в работе [421]; красные точки – моменты получения 3D-изображений (всего 52 изображения)

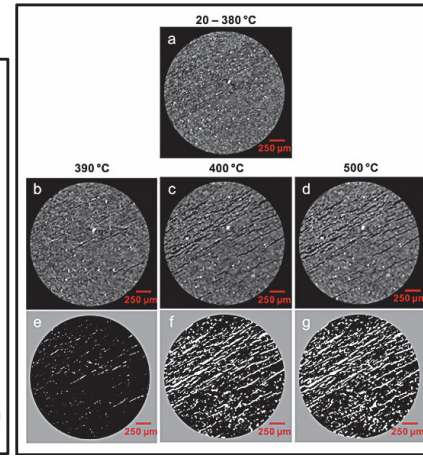


Рис. 4.2.5. Пример полученных результатов в работе [421];
a—d – исходные снимки в оттенках серого, **e—g** – результат сегментирования, пустотное пространство показано белым; на рис. **a** более плотные участки породы выделяются как более тёмные, менее плотные – как более светло-серые

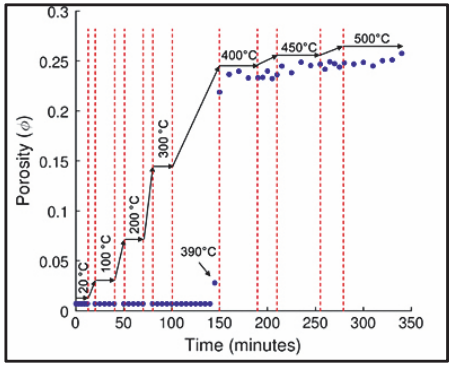


Рис. 4.2.6. Измеренные изменения пористости при нагреве горючего сланца в работе [421]

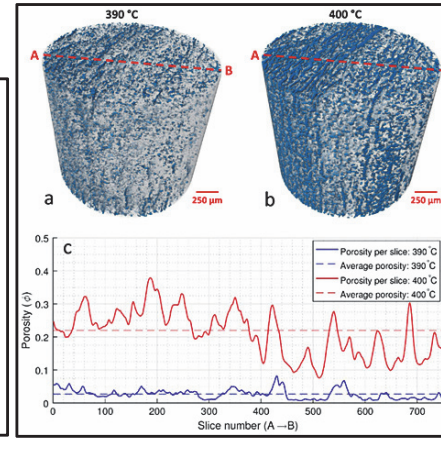


Рис. 4.2.7. Изменение структуры пустотного пространства (голубой цвет) на фоне минерального скелета (серый цвет) образца горючего сланца при нагреве от 300°C до 400°C [421]; на графике показано вычисленное распределение пористости, средней по площади для различных срезов образца

В статье [426] для изучения изменений пустотного пространства образцов горючих сланцев при термолизе применялась ртутная порометрия, выполненная до и после термолиза. Использовались цилиндрические образцы горючих сланцев из месторождения Daqing (Китай) диаметром 7,6 мм и длиной 20 мм. Образцы нагревали в вакуумной печи до выбранной температуры и выдерживали примерно 30 минут, после чего извлекали из печи, охлаждали до комнатной температуры и проводили порометрию. Работу выполняли при комнатной температуре (20°C) и при нагреве до 100, 200, 300, 400, 500 и 600°C. Результаты представлены **в таблице 4.2.10**.

Характерно, что объём пор различного размера с ростом температуры изменяется существенно и по-разному, как это видно из таблицы 4.2.11.

Температура, °C	Медианный размер пор, мкм	Средний размер пор, мкм	Пористость, %	Эффективная пористость, %
20	0,0266	0,0215	3,72	2,95
100	0,0283	0,0213	3,78	3,20
200	0,0550	0,0257	4,28	3,40
300	0,0637	0,0271	4,63	4,04
400	0,1100	0,0429	8,76	6,46
500	0,2212	0,1540	32,55	15,47
600	0,2825	0,1655	34,64	14,07

Таблица 4.2.10. Результаты ртутной порометрии образцов горючих сланцев месторождения Daqing при различных температурах термолиза [426]

Температура °C	Объем пор различного размера, %*)			
	Макропоры d > мкм	Мезопоры 0,1 мкм ≤ d ≤ 1 мкм	Малые поры 0,015 мкм ≤ d ≤ 0,1 мкм	Микропоры d ≤ 0,1 мкм
20	29,25	3,30	32,55	34,91
100	31,16	3,26	31,63	33,95
200	41,98	3,29	25,93	28,81
300	43,20	2,63	24,11	30,07
400	49,70	12,77	21,76	15,77
500	9,62	74,55	15,78	0,05
600	7,69	74,09	17,92	0,31

*) *авторы использовали свою систему классификации пор по размерам*

Таблица 4.2.11. Изменение распределения пор по размерам образцов горючих сланцев месторождения Daqing при различных температурах термолиза [426]

Если ограничиться интервалом температур 20—400°C, то видно, что число малых и микропор уменьшается; за счёт преобразования ОВ они расширяются, сливаются, поэтому возрастает число макро- и мезопор. При температурах выше 500°C доля всех типов пор, кроме мезопор, резко сокращается и преобладающими становятся поры с диаметрами от 0,1 до 1 мкм, составляющие почти 75% всего пустотного пространства.

При бóльших температурах, по-видимому, начинается перестройка минерального скелета, и доля крупных пор резко сокращается; что в принципе отмечалось ещё в ранних работах по термолизу кукерсита [391—393].

Исследование сообщаемости пор [426] показало, что в породе существуют такие поры, которые заполняются ртутью при повышении давления и из которых ртуть может быть извлечена при последующем снижении давления («эффективные поры» и «эффективная пористость»).

Объём таких пор при разных температурах показан в последнем столбце **таблицы 4.2.10**. Он медленно растёт до 400°C и резко увеличивается при бóльших температурах.

Соответственно **возрастает и проницаемость по сравнению с проницаемостью до термолиза: в 9,4 раза при температуре 400°C и в 500 раз – при температуре 600°C (!).**

Сходные результаты получены и в работе [431]. Три образца горючего сланца месторождения Green River были отобраны из интервала глубиной 140—168 м, разделены каждый на три секции, и каждая секция была подвергнута изотермической обработке в течение 24 часов при одной из трёх температур: 350, 425, 500°C. Результаты рентгеновской томографии образца сланца с размером вокселя в 42 мкм, выполненной до и после термолиза при 425°C, показаны на **рис. 4.2.8**. **Видно, что в результате термолиза структура порового пространства существенно изменилась.**

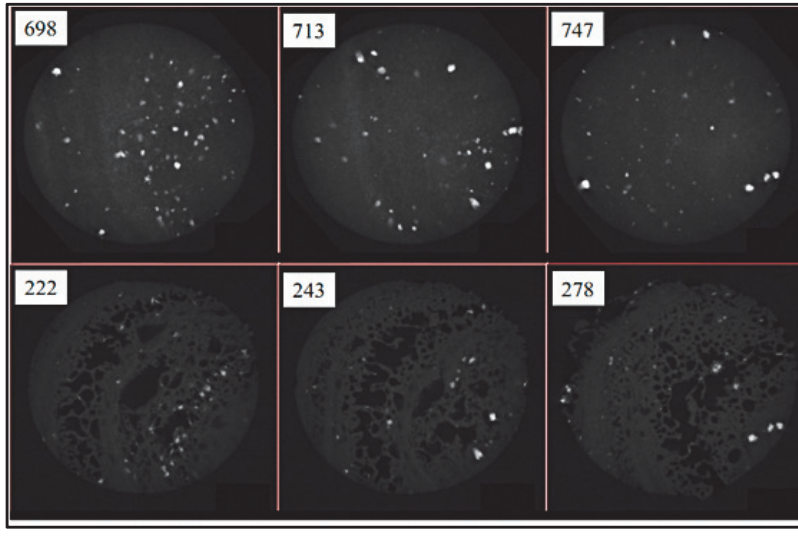


Рис. 4.2.8. Результаты рентгеновской томографии с размером вокселя в 42 мкм трёх образцов сланца месторождения Green River до и после изотермического термолиза при 425°C с выдержкой в 24 часа [431]; верхний ряд – до термолиза, нижний – после термолиза

Исследования на образцах пород, слагающих месторождения «сланцевой нефти и газа»

Указанные выше эффекты исследовались и в работе [575]. Для термолиза образцов сланца месторождения Bakken их помещали в реактор высокого давления объёмом 1 л, в который заливали 450 мл деионизированной воды. Оставшийся объём заполняли аргоном. Реактор нагревали до 350°C и выдерживали при этой температуре 72 часа, после чего образцы охлаждали до комнатной температуры.

При нагреве образца и термолизе керогена наблюдали вспучивание и деформацию образца, вызванную появлением битумоидов и газообразных продуктов термолиза. По данным автоэмиссионной сканирующей электронной микроскопии **при термолизе наблюдалось образование микротрещин, заполненных битумоидами (смотри рис. 4.2.9), а также появление путей для просачивания образовавшихся битумоидов к поверхности образца (смотри рис. 4.2.10). При этом на поверхности были обнаружены слои битумоидов достаточно заметной толщины.** Движение битумоидов по образовавшимся микротрещинам приводило также к смещению микрочастиц глины и минералов по образовавшимся микроканалам.

Интересное исследование проведено на образцах сланцев Kimmerige [583]. Порода, по данным ряда методов современного инструментального анализа, содержала значительное количество ОВ – TOC более 20%, **значительное количество кальцита и доломита (суммарно – около 40%)**, незначительное количество иллита (около 6%), кварца и полевого шпата (примерно 28%) и 1% пирита.

Для изучения процесса растрескивания породы были изготовлены два цилиндрических образца высотой 5 мм и диаметром 2 мм. Процедура исследования состояла в следующем.

1. Первоначально, с использованием рентгеновской микротомографии, изучали уже существующие в образце природные трещины.

2. Затем один из образцов нагревали от комнатной температуры до 430°C с темпом нагрева 8°C/мин, при этой максимальной температуре образец выдерживали в течение 10 минут. После этого его охлаждали до комнатной температуры и снова исследовали на рентгеновском микротомографе.

3. Второй образец нагревали от комнатной температуры до 330°C, с тем же темпом и временем последующей выдержки, что и первый образец, с последующим охлаждением и исследованием на рентгеновском томографе.

4. С этим же образцом последовательно повторяли эту же процедуру, но с конечными температурами 370°C и 390°C.

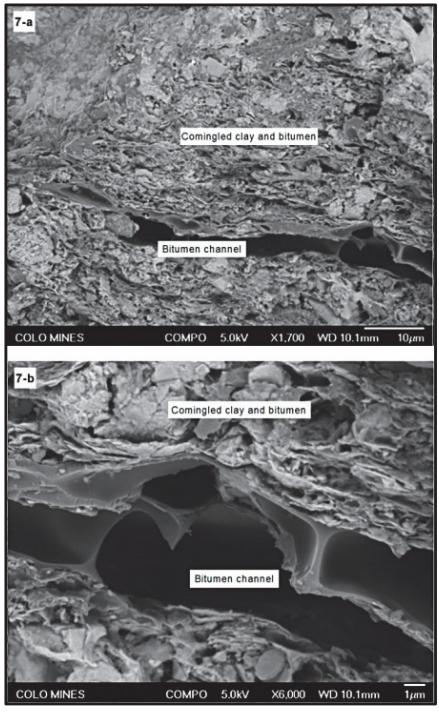


Рис. 4.2.9. Заполненные битумоидами микротрещины, образовавшиеся в результате термолиза ОВ в образце сланца месторождения Bakken по данным автоэмиссионной сканирующей электронной микроскопии (FESEM) [575]

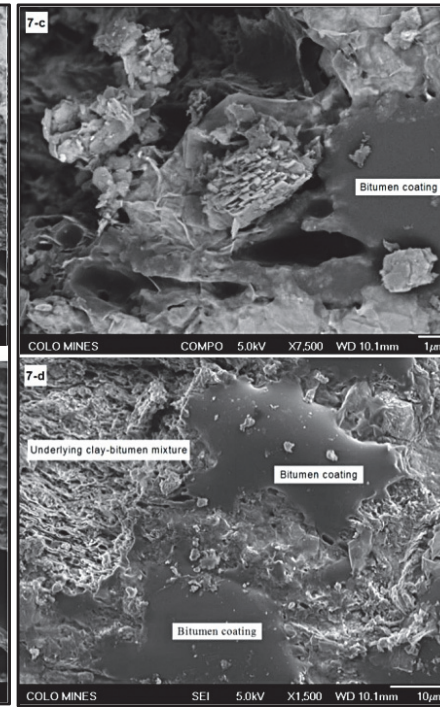


Рис. 4.2.10. Битумоиды, просочившиеся к поверхности образца сланца месторождения Bakken после термолиза [575]

Для определения потери массы и TOC, которые нельзя было провести на исследуемых образцах ввиду их малого размера, изготовили четыре образца бóльшего размера, которые нагревали до тех же температур, проводя измерения до и после нагрева.

В исходных образцах зафиксировано наличие пористости и в неорганической матрице, и в ОВ. Поры в керогене имели размеры около микрона, общая керогеновая пористость оценена на уровне в 6—10%.

Поры в минеральной матрице имели размеры до нескольких микрон и в ней отмечены природные микротрещины. Некоторые из этих трещин имели длину до 10 мкм и ширину до 0,5 мкм (смотри **рис. 4.2.11**).

Динамика развития трещин при нагреве показана на **рис. 4.2.12** [583]. Как видно, при начальной температуре 25°C отмечаются начальные микротрещины (шириной 2—5 пикселя); при температуре 330°C начинается зарождение новых трещин; при 370°C виден процесс распространения и

слияния трещин; при температуре 390°C уже заметен быстрый рост системы трещин.При температуре 430°C значительной разницы по сравнению с предыдущей температурой уже не отмечается.

В цитируемой работе подсчитано и *число изолированных трещин, фиксируемых на томограммах, нормализованное на начальное число трещин.* С ростом температуры до 390°C оно уменьшается с 1 до 0,43 (!). Это **указывает на то, что в основном происходит рост и слияние уже существующих трещин, а зарождение новых отстаёт от этого процесса; новые трещины более интенсивно начинают зарождаться лишь при максимальной исследованной температуре в 430°C, когда нормализованное число трещин возрастает до 0,6.**

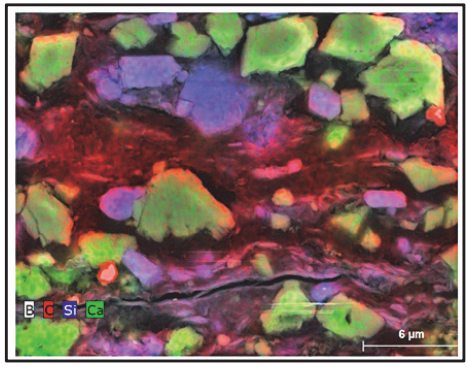


Рис. 4.2.11. Природная трещина в сланце Kimmeridge[583]; *зелёный цвет* – карбонаты, *голубой* – силициты, *красный* – кероген

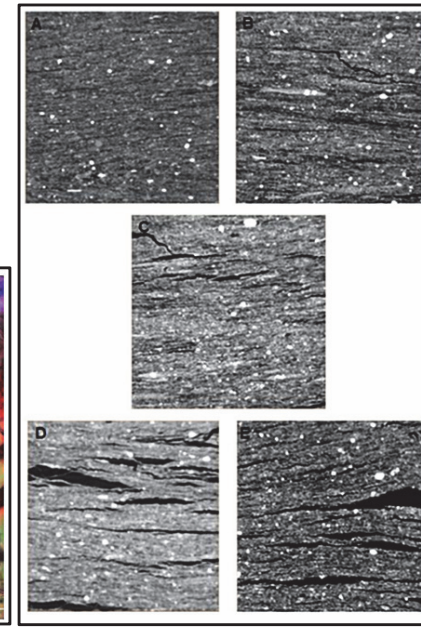


Рис. 4.2.12. Микротомограммы образцов сланца Kimmeridge при нагреве [583]; размер снимков 400×400 пикселей (1.4×1.4 мм^2); снимки соответствуют различным максимальным температурам нагрева: **A** – 25°C; **B** – 330°C; **C** – 370°C; **D** – 390°C; **E** – 430°C

В работе [587] исследовали образцы сланцевых пород месторождений Barnett и Green River. Образцы исследовали до и после *термолиза, который проводили без присутствия воды, в закрытом реакторе.* В отличие от многих иных экспериментов, меняя всестороннее давление обжима –задавали

определённое эффективное давление, равное разности приложенного давления обжима и порового давления.

Для каждого месторождения изучали образцы двух типов: выпиленные параллельно («параллельный») и перпендикулярно («вертикальный») по отношению к плоскости напластования. Образцы представляли собой цилиндры диаметром и высотой по 2,5 см. На первом этапе от каждого образца отпиливали (по высоте) по два тонких образца для деструктивного геохимического анализа Rock-Eval (высотой 0,3 см) и для рентгеноструктурного дифракционного анализа на пучке высокоэнергетического синхротронного излучения (высотой примерно 0,2 см). Оставшуюся часть каждого цилиндра – высотой 2,0 см – использовали для изучения скоростей акустических волн в образце до и после термолиза.

Начальная пористость образцов месторождения Barnett для обеих ориентаций отличалась мало и составляла примерно 13%; для месторождения Green River у «параллельного» образца она составляла 1,3%, а у «вертикального» – 0,5%.

Термолиз проводили в специально сконструированном реакторе, объёмом 1 л, способным выдержать температуру до 510°C.

Температуру нагрева – и соответственно давление обжима – изменяли по специальному закону. Пример зависимости температуры, давления обжима и порового давления от времени термолиза приведён на **рис. 4.2.13**.

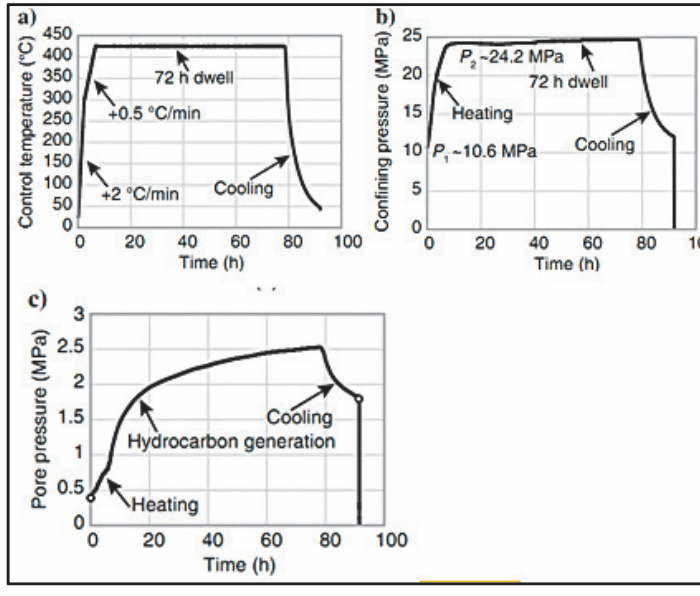


Рис. 4.2.13. Зависимость температуры реактора (a), давления обжима (b), порового давления (c) от времени эксперимента при термолизе образцов сланцевых пород месторождений Barnett и Green River [587]

Условия «нефтяного окна» и генерация жидких УВ достигались при температуре 360°С для месторождения Barnett, и при 380°С – для месторождения Green River, при давлении 22—24 МПа и времени выдержки 72 часа при этих температурах. Условия «газового окна» и генерации газа достигались для образцов обоих месторождений при температуре 425°С, тех же давлениях и времени выдержки.

Изменения эффективной пористости образцов в результате термолиза показаны в **таблице 4.2.12**.

Образец	Стадия зрелости	Эффективная пористость, %
Barnett, вертикальный	Начальной зрелости	13,23 ± 0,36
	Нефтяного окна	6,12 ± 0,44
	Газового окна	12,94 ± 0,87
Green River, вертикальный	Начальной зрелости	0,53 ± 0,48
	Нефтяного окна	10,96 ± 0,36
	Газового окна	16,55 ± 0,61
Green River, горизонтальный	Начальной зрелости	1,28 ± 0,32
	Нефтяного окна	11,13 ± 1,08
	Газового окна	20,11 ± 0,98

Таблица 4.2.12. Изменения эффективной пористости образцов в результате термолиза до разных стадий зрелости [587]

При достижении «нефтяного окна» в образцах были заметны появление нефтяных пятен на поверхности образца и начало трещинообразования (**рис. 4.2.14 a** и **b**; **рис. 4.2.15 c** и **d**). При достижении «газового окна» заметны более глубокие преобразования образца (смотри **рис 4.2.14 c**; **рис. 4.2.15 e** и **f**). Часть ОВ переместилась внутрь керогеновых пор, тогда как оставшаяся часть подверглась существенному преобразованию. Практически весь кероген преобразовался до жидких УВ и мигрировал в керогеновые поры, освободив матрицу и её пустоты.

Качественно описываемое изменение структуры порового пространства при термолизе образцов пород баженовской свиты исследовалось и в работе [93]. Например, по данным электронной микроскопии после термического воздействия на один из образцов были зафиксированы: объёмная усадка битумной составляющей на 10—15%; **возникновение зон повышенной проницаемости перпендикулярно напластованию; появление канала раскрытостью до 5 микрон**; его снимок показан на **рис. 4.2.17** [93].

Экспериментальные работы в этом направлении на образцах БС пока единичны.

Об изменении пористости пород БС при термолизе свидетельствуют результаты работ [72, 73], выполненных на образцах пород баженовской свиты – смотри **рис. 4.2.18** из работы [72].

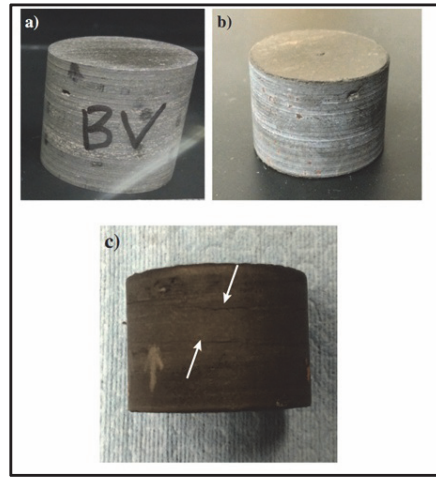
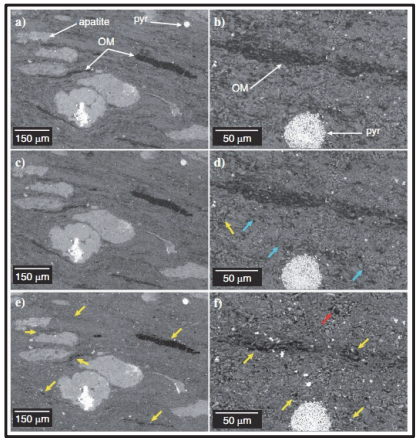


Рис. 4.2.14. Фотографии вертикального образца месторождения Barnett[587];
a) непреобразованного, **b)** после термолиза до стадии нефтяного окна, **c)** после термолиза до газового окна; белыми стрелками показаны трещины, образовавшиеся после термолиза



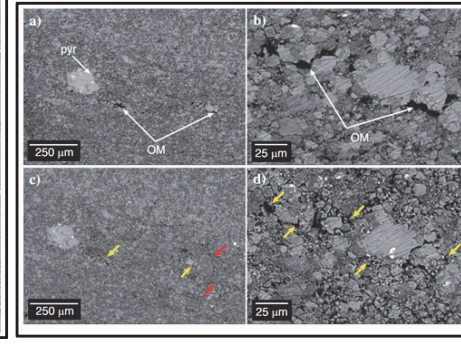


Рис. 4.2.15. РЭМ снимки двух зон образца месторождения Barnett [587];
a, b – начальной зрелости; **c, d** – стадии нефтяного окна; **e, f** – газового окна; **OM** – органическое вещество, **apatite** – апатит, **pyr** – пирит;
голубыми стрелками указаны зоны уплотнения глин, *красными* – зоны образования трещин и возникновения новых пор, *жёлтыми* – зоны преобразования керогена и ухода продуктов термолиза

Рис. 4.2.16. РЭМ снимки двух зон образца месторождения Green River [587]; a, b – начальной зрелости; **c, d** – стадии нефтяного окна;
OM – органическое вещество,**pyr –** пирит;
голубыми стрелками указаны зоны уплотнения глин, *красными* – зоны образования трещин и возникновения новых пор, *жёлтыми* – зоны преобразования керогена и ухода продуктов термолиза

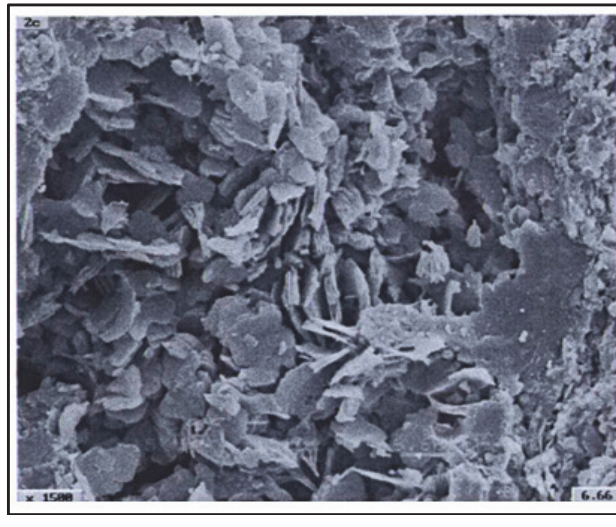


Рис. 4.2.17. Изображение области проницаемого канала, возникшего в образце породы БС после термического воздействия[93]; увеличение ×1500

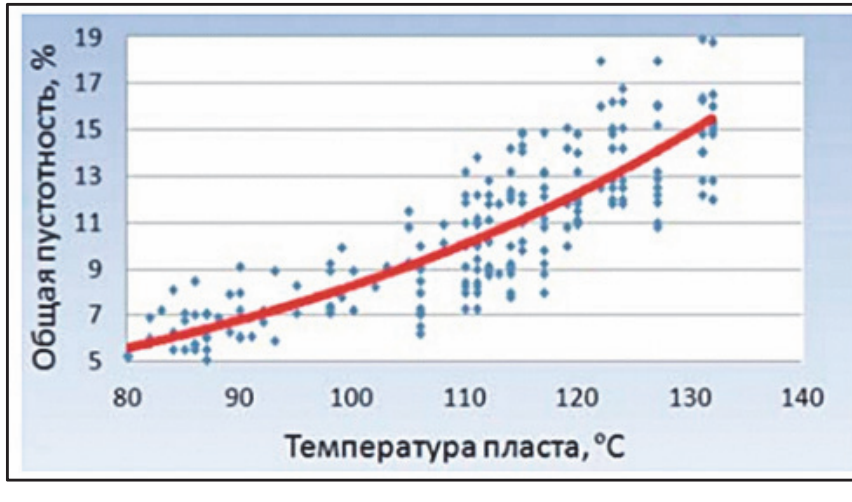


Рис. 4.2.18. Фильтрационно-ёмкостные характеристики пород БС [72]

В работе [614] проведено более детальное исследование образцов керна пород БС, использованных при формировании смеси песка, образцов и кусочков керна в трубе горения [613]. Через трубу прокачивали воздух для моделирования процесса ТГВ. За счёт возникающих реакций окисления УВ

происходил нагрев содержимого трубы и тем самым, инициировалось термическое преобразование образцов керна, содержащих ОВ (кероген).

Исследования на образцах пород БС

Указанные образцы керна исследовали на установке ЯМР до и после прокачки воздуха. При этом измеряли пористость и проницаемость образца, а также степень однородности его насыщения образца по его оси – до и после воздействия. Так как образцы находились в разных секциях трубы, то для образцов различались и максимальные температуры воздействия, и его длительность.

Однако следует подчеркнуть, что условия эксперимента мало соответствуют реальным условиям в БС при ТГВ. Это касается следующих аспектов:

– характера заполнения трубы горения – смесь песка с образцами и кусочками керна, что приводит к огромной фильтрационной неоднородности по сечению трубы, достигающей двух-трёх порядков;
– используемого давления в трубе (не выше 8 МПа, а не 30—60 МПа, как в реальности);
– смешения в разных частях трубы образцов разных месторождений, отличающихся и по своему минеральному составу, по текстуре, и по другим характеристикам;
– различный режим теплового воздействия на образцы керна, находящиеся в разных частях протяжённой трубы.

Сильная фильтрационная неоднородность приводит к тому, что процесс окисления и термической деструкции ОВ происходит только на поверхности кусочков керна, обтекаемой воздухом, не проникающим вглубь образца (смотри **п. 5.6.4.5**)**.** Поэтому представляется, что полученные результаты оказываются недостаточно информативными.

Исследование на образцах доманиковского горизонта

В последние годы ряд исследований по растрескиванию пород при нагреве и изменению структуры их порового пространства проведён на образцах пород доманиковского горизонта в цикле работ группы МГУ [856, 857] (смотри там же более подробную библиографию).

Образцы первоначально исследовались на рентгеновском компьютерном томографе при разрешении 1,3 мкм.

Далее образцы помещали в тигель и прогревали в атмосфере азота по заданной температурной программе с максимальной температурой 540°С [856, 857] и разных темпах нагрева. После прогрева образцы повторно исследовали на рентгеновском томографе, причём при темпе 30°С/мин наблюдались наибольшие изменения в структуре пустотного пространства.

В образцах с содержанием ОВ менее 0,5% после прогрева авторы работ [856, 857] значительных изменений порового пространства не наблюдали.

Породы с содержанием ОВ более 0,5% в результате исследования были разделены на три группы, в зависимости от: минерального состава скелета (содержание карбонатного и кремнистого материала); количества ОВ; степени катагенетической преобразованности ОВ, характера слоистости образца.

Первая группа – доманикоиды и доманикиты карбонатного и смешанного состава, с содержанием карбонатного материала в 39—99%, кремнистого – в среднем 20%, содержанием ОВ от 0,5 до 12%, со степенью катагенеза ПК – МК2, неслоистой текстурой. В этом случае после прогрева отмечено появление новых пор.

Вторая группа состояла из двух подгрупп образцов. Первая подгруппа – породы группы 1, но с высоким содержанием кремнистой компоненты – до 46%, и со слоистой текстурой. После прогрева в большинстве образцов образовывались трещины, ориентированные по направлению слоистости образца [856, 857].

Вторая подгруппа этой группы состояла из образцов пород с содержанием кремнистого материала от 40 до 87%, содержанием ОВ от 2 до 20%, преобразованность ОВ соответствовала стадиям ПК – МК1, структура образцов – микрослоистая. В этой подгруппе после прогрева также отмечено появление трещин в направлении слоистости [856, 857].

Третья группа – доманикиты и сапропелиты кремнистого и смешанного состава, с содержанием ОВ 24—49%, микрослоистой текстурой и стадией преобразования ОВ, соответствующей протокатагенезу. В этих породах после прогрева авторы работ [856, 857] отметили преобразование прослоев ОВ в крупные линзы.

Таким образом, и в породах доманиковского горизонта при нагреве отмечается существенная трансформация порового пространства пород, появление трещин, как и в горючих сланцах, и как отмечалось И.И. Нестеровым в его модели образования коллекторов в БС. Следует только отметить, что темп нагрева в цитируемых экспериментах был много выше, чем темп нагрева, соответствующий искусственному прогреву пород при ТГВ, а также темпу нагрева при естественном геологическом преобразовании ОВ по мере его погружения. Поэтому постановка соответствующего цикла экспериментов должна происходить при максимально возможном соответствии реальным пластовым термодинамическим условиям

Связь изменений пористости с температурой

По сути, было бы желательно связать изменение пористости при термолизе с кинетикой соответствующих реакций. Однако на сегодняшний день, похоже, такая задача не решалась [769]. Предпринимались отдельные попытки вывести **эмпирическую формулу для вычисления пористости**

сланцев, содержащих ОВ, в зависимости от степени их искусственного термического преобразования на земной поверхности. В частности, для некоторых типов сланцев США выведено следующее соотношение [431]:

$$\mathbf{К_п = 0.003 + (0.0146 + 0.0129 \cdot [V \cdot DD] – 0.000046 \cdot [V \cdot DD]^2),}$$

где **V** – показатель **качества сланца, определённый по методу Фишера** (смотри **Приложение 4**), а **DD** – степень преобразования керогена за счёт искусственного термолиза. Очевидно, что **подобная формула не может быть использована напрямую для баженовской свиты.**

Ранее М.Ю. Зубков вывел для черносланцевых пород несколько иную формулу, связывающую вторичную пористость керогена со степенью его преобразования в случае естественной термодеструкции [647]:

$$V_{\text{вт}} = \frac{\mathbf{27} \cdot \text{К} \cdot \text{ОВ}_{\text{исх}}}{\mathbf{0{,}17} \cdot \text{ОВ}_{\text{исх}} + \mathbf{10}},$$

где $\mathbf{V_{вт}}$ – величина вторичной пористости, а **К** – степень превращения ОВ; при этом

$$\mathbf{ОВ_{исх} = C_{1\ исх} + C_2,}$$

где $\mathbf{C_{1\ исх}}$ – исходное содержание активного керогена, то есть способного преобразовываться в жидкие и газообразные УВ; $\mathbf{C_2}$ – углеродистый остаток, способный преобразовываться в газы при высоких температурах.

Одно из исследований в этом направлении опубликовано в работе [615]. Изучали изменения в измельчённой породе БС (до размера 0,5—5 мм) при нагреве в автоклаве, заполненном смесью измельчённой породы и воды. Автоклав быстро разогревался в безынерционной печи до начальной температуры эксперимента (200°С), далее нагрев проводился со скоростью 50°С /ч до достижения температуры 350°С. После этого образец в автоклаве выдерживался при этой температуре в течение заданного времени (от 3 до 72 часов). Отличительной чертой этой работы является то, что воздействие проводили при высоком давлении в 27 МПа, что сопоставимо с пластовым.

Полученное изменение пористости от времени выдержки образца описывается логарифмической зависимостью [615]:

$$\mathbf{К_п = 0{,}177\ ln t + 1{,}6314,}$$

где $\mathbf{К_п}$ – пористость (%), **t –** время (ч).

Следует отметить, что характер такого воздействия является достаточно специфичным, характерным скорее для наземной переработки обогащённой ОВ породы, и мало совпадает с процессом ТГВ. Приведённые формулы,

разумеется, должны быть экспериментально уточнены конкретно для пород БС или определённой зоны распространения свиты.

В большинстве работ изменение пористости связывают с термодеструкцией твёрдого ОВ (смотри **Часть V**) **и с появлением пустот, ранее занятых твёрдым ОВ. Однако, возможны и иные механизмы изменения пористости: при нагреве обогащённых органикой пород возможно увеличение пластичности пород [444] и их сжатие, что должно приводить к уменьшению пористости.** В работе [444] предложена механическая модель для учёта подобных эффектов.

4.2.5.2. Изменение проницаемости пород при термолизе ОВ

Ввиду значительной пространственной неоднородности вещественного состава пород БС, их пористости, проницаемости и иных свойств, породы БС в принципе должны отличаться склонностью к трещинообразованию. Как следует из приведённых выше материалов (смотри **пп. 2.2.2, 2.4.1, 2.5, 2.6, 3.3, 3.4**), в баженовской свите на всех масштабных уровнях прослеживаются ослабленные зоны различного генезиса.

Это порождает значительную пространственную неоднородность механических свойств пород БС (смотри **п. 3.8**). Очевидно, что границы раздела неоднородностей всех масштабов являются местами и механического ослабления, что создаёт условия для развития по границам неоднородностей различных типов трещин (или трещиноподобной пустотности): сдвига, нормального раскрытия или их комбинации. Такое трещинообразование приводит к значительному росту проницаемости.

Как видно из приведённых выше данных – действительно, проницаемость сланцев меняется при нагреве гораздо сильнее, чем пористость [391 – 393].

В сланцах, содержащих значительное количество керогена (10—25%, а иногда до 40% и более [391,393]), изменение газопроницаемости сланцевой породы при нагреве и термолизе органического вещества может достигать десятков и сотен раз. А при высоких температурах, при которых кероген уже полностью разлагается, рост проницаемости может составить тысячи раз [391]. Это полностью соответствует данным и последних зарубежных работ.

Может также оказаться, что **даже при сравнительно небольшом количестве разложившегося керогена этот процесс может существенно увеличить проницаемость пород и сообщаемость пустотного пространства**. В частности, в работе [270] подчёркивается, что для пород баженовской свиты районов Широтного Приобья и Толькинского прогиба характерна неоднородность распределения асфальтенов в породе. **В результате асфальтены и кислые смолы блокируют углеводороды в какой-то части пустотного пространства.**

В эксперименте [270] из недроблёных образцов первоначально извлекали углеводороды из системы открытых пор путём 26-дневной

экстракции гексаном. После этого из тех же образцов проводилась длительная экстракция спиртобензольной смесью.

Количественный анализ полученных экстрактов, а также анализ аншлифов пород в проходящем и отражённом свете, позволил автору статьи [270] утверждать, что **от 45% до 60% подвижных углеводородов блокируются в пустотном пространстве породы асфальтенами и кислыми смолами, сосредоточенными в сужениях пор.**

Очевидно, что при значительном прогреве эта блокировка может быть снята, что вызовет и заметное увеличение проницаемости, и весомую прибавку в количестве добываемой нефти.

Изменение проницаемости при «гидротермальном воздействии» на породу зафиксировано и в упомянутом выше лабораторном эксперименте [615]. Получена следующая зависимость проницаемости измельчённой породы от времени гидротермального воздействия:

$$\mathbf{k_{пр} = 0{,}1456t - 0{,}5263,}$$

где $\mathbf{k_{пр}}$ – проницаемость породы (10^{-8} мкм^2), **t –** время (ч).

4.2.5.3. Одновременное действие нагрева и механической нагрузки

Следует отметить, что, при ТГВ термолиз будет осуществляться под действием достаточно значимой механической нагрузки на породу, обусловленной взаимодействием горного и пластового давления. Причём последнее может быть выше начального за счёт давления, образуемого при термолизе ОВ в ограниченном объёме пор.

Эксперименты с одновременным изучением этих двух факторов достаточно немногочисленны. Такие исследования проведены, например, в цикле работ [444—447]. Нагревался образец горючего сланца месторождения Anvil Points Mine и определялось начало нарушения сплошности в зависимости от: температуры; сжимающих напряжений; качества сланца – **определяемого по максимальному выходу нефти при пиролизе по методу Фишера (смотри Приложение 4), и отражающего как количество ОВ, так и степень его преобразованности** – и ориентации плоскости напластования по отношению к оси приложенной нагрузки. Нагрев осуществляли с темпом 3,5°С/мин. Считалось, что сплошность образца нарушается либо просто при уменьшении его длины на 20%, либо ранее достижения этого порога, но при зафиксированном появлении трещин.

Показано, что при фиксированной температуре на величину нагрузки, при которой начинается нарушение сплошности образца (растрескивание), оказывает влияние и температура, и качество образца (максимальный выход жидких продуктов термолиза), а также ориентация плоскости напластования образца по отношению к оси приложенной нагрузки. И, наоборот – при

фиксированной нагрузке – на величину температуры, при которой начинается растрескивание образца, влияет и величина нагрузки, и все остальные перечисленные факторы. На **рисунках 4.2.19—4.2.22** показаны некоторые экспериментальные результаты работ [445, 446].

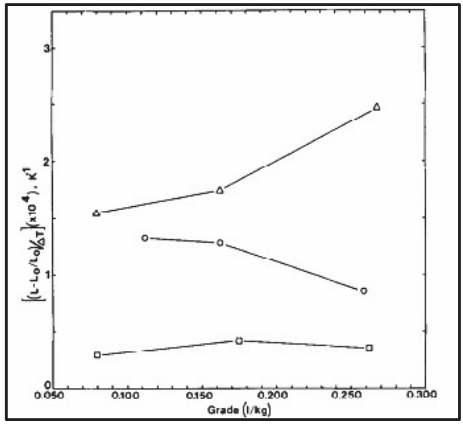


Рис. 4.1.19. Зависимость относительного удлинения образца при нагреве от качества породы (л/кг) при нулевой нагрузке в интервале температур 100—200°С [445]; *верхняя кривая* – при нагрузке, перпендикулярной напластованию, *нижняя* – при направлении нагрузки, параллельном напластованию, *средняя* – с ориентировкой 45° к плоскости напластования

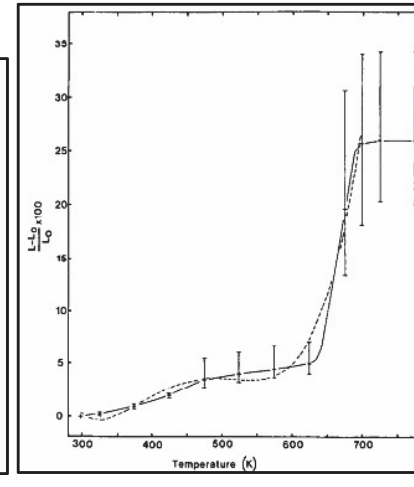


Рис. 4.2.20. Зависимость относительного удлинения образца от температуры при качестве породы 0.25(дм^3/кг) и при нулевой нагрузке [445]; *сплошная кривая* – эксперимент, *пунктир* – аппроксимация полиномом 6-ой степени от температуры

До растрескивания при нагреве отмечено наличие линейной деформации образцов, максимальное – для образцов, параллельных плоскости напластования, минимальное – для перпендикулярных образцов.

Удлинение в интервале температур 77—277°С объясняется появлением небольших трещин, параллельных плоскости напластования, которые разгружают дополнительное давление или нагрузки, вызванные испарением низкомолекулярных УВ [446].

Удлинение образца в интервале температур 377—402°С, по мнению авторов работы [446], связано с преобразованием керогена в нефть и газ, испарением нефти, расширением газов и паров, что и является причиной значительного удлинения образца при этих температурах. Поэтому чем выше качество образца, тем сильнее удлинение. Этот эффект снижается за счёт

проскальзывания слоёв друг относительно друга, чему способствует наличие жидких и полужидких УВ [446].

Получено, что в целом увеличение нагрузки уменьшает максимальную степень теплового расширения породы, и она растрескивается при меньших температурах [446] – смотри **рис. 4.2.21**.

Более сложна зависимость максимального относительного удлинения образца до растрескивания от качества породы при фиксированной нагрузке – смотри **рис. 4.2.22**.

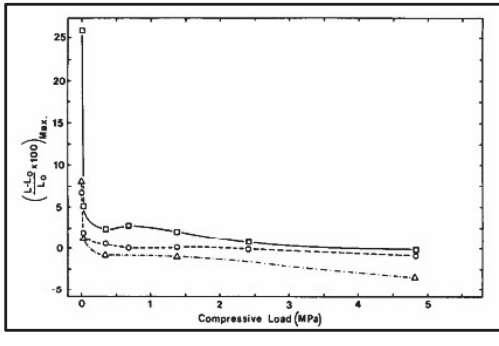


Рис. 4.2.21. Зависимость максимального относительного удлинения образца до растрескивания от приложенной нагрузки в интервале температур 350—450°C при качестве породы 0,25 (дм/кг) [446]; *квадрат* – при нагрузке, перпендикулярной напластованию, *кружки* – при направлении нагрузки, параллельном напластованию, *треугольники* – нагрузка ориентирована на 45° к плоскости напластования.

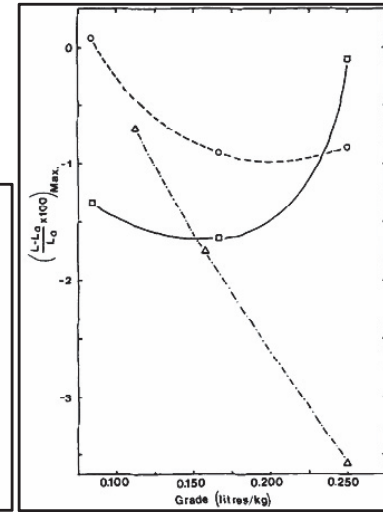


Рис. 4.2.22. Зависимость максимального относительного удлинения образца до растрескивания от качества породы (л/кг) в интервале температур 350—450°C при нагрузке 4.827 МПа [446]; *условные обозначения* – смотри **рис. 4.2.21**

В результате исследований [445—447] было показано, что:

– при сжимающих нагрузках выше 0.1—0.5 МПа в образцах среднего и высокого качества (определяемого по выходу нефти в методе Фишера) наблюдается нарушение сплошности; температура и величина нагрузки, при которых это нарушение начинается, зависят от качества образца и его ориентации по отношению к оси нагрузки;

– в образцах низкого качества нарушений сплошности не наблюдалось вплоть до сжимающих нагрузок 483 МПа;

– увеличение сжимающей нагрузки понижает температуру, при которой наблюдается нарушение сплошности образцов среднего и высокого качества.

Одновременное влияние нагрева и приложенной осевой нагрузки изучали в работе [618] на шести образцах миоценового аргиллита, обогащённого ОВ. Приложение к образцу осевой нагрузки в интервале 5,3—70 МПа при комнатной температуре приводило к осевой деформации 1,9—23% для разных образцов. При постоянной нагрузке в 31—42 МПа и росте температуры до 310°С осевая деформация для различных образцов составила от 12 до 79%. Одновременное действие меньших нагрузок, в интервале 0—8 МПа, и нагрева до 350°С вызывало в разных образцах исследуемой коллекции осевые деформации, равные 1,8—40%.

4.2.5.4. Другие механизмы изменения пористости и проницаемости при нагреве пород БС

Растрескивание пород БС при термолизе ОВ, содержащегося в её скелете, является не единственным механизмом изменения фильтрационных параметров пород при нагреве. Другим механизмом является тепловое расширение различных компонентов пород БС при нагреве, свойственное всем материалам [845, 846]. Хорошо известно, что оно характеризуется коэффициентом линейного теплового (термического) расширения **α,** определяемого как относительное изменение линейного размера образца при изменении температуры на один градус. Аналогичный объёмный коэффициент расширения $\gamma_т$ вводится для характеристики изменения объёма при нагревании.

Коэффициент термического расширения

Величина коэффициента линейного теплового расширения **α** минералов изменяется в пределах от 10^{-6} до 10^{-4} $К^{-1}$.

У пород коэффициент линейного теплового расширения находится в более узком диапазоне: 10^{-6}—10^{-5} $К^{-1}$. Высокими значениями коэффициента линейного теплового расширения **α** обладают сера ($8 \cdot 10^{-5}$ $К^{-1}$), каменная соль ($4 \cdot 10^{-5}$ $К^{-1}$), слюда, флюорит, кварц ($1{,}3 \cdot 10^{-5}$ $К^{-1}$) [846].

Типичные значения коэффициента линейного расширения в интервале температур 20—100°С составляют для песчаников $(10 \pm 2) \cdot 10^{-6}$ 1/град, для известняков равны $(8 \pm 4) \cdot 10^{-6}$ 1/град, а для сланцев составляют примерно $(9 \pm 1) \cdot 10^{-6}$ 1/град [845].

Коэффициент объёмного теплового расширения горной породы $\gamma_т$ определяется значениями $\gamma_т$ составляющих её минералов.

Высокие значения коэффициента объёмного теплового расширения характерны для кварцитов ($1{,}1 \cdot 10^{-5}$ $К^{-1}$) и гранитов ($0{,}8 \cdot 10^{-5}$ $К^{-1}$) [845, 846].

Для многих веществ $\gamma_т \approx 3\alpha$. Значительной анизотропией теплового расширения характеризуются кристаллы и слоистые горные породы, для которых $\gamma_т \neq 3\alpha$. Так, монокристалл кальцита при нагревании расширяется только в одном направлении, а в остальных направлениях сокращается. Расширение *кварца* в одном из направлений превышает расширение его в других направлениях в два раза [846].

Установлено влияние химического состава пород на их тепловое линейное расширение.

Коэффициент линейного теплового расширения *кварцитов* увеличивается с увеличением размеров зёрен. Это связано с увеличением сил поверхностного натяжения при уменьшении размеров зёрен, противодействующих силам теплового расширения [846].

Коэффициенты линейного теплового расширения минералов в аморфном состоянии ниже, чем в кристаллическом.

Величина коэффициента α уменьшается с увеличением энергии кристаллической решётки и соответственно плотности минералов [846]. Пористость, трещиноватость и пустоты в горной породе приводят к снижению её коэффициента теплового расширения. Так, установлена следующая зависимость $\gamma_т$ от пористости $К_п$ [846]:

$$\gamma_т = \gamma_т \cdot (К_п = 0) \cdot (1 - К_п)^{1/2},$$

где $\gamma_т \cdot (К_п = 0)$ – коэффициент объёмного теплового расширения минеральной фазы породы.

Термические напряжения

Термические напряжения в горных породах возникают при существовании наложенных на твёрдое тело связей, ограничивающих его тепловое расширение, и обусловлены либо неоднородностью нагрева породы, либо различиями в значениях коэффициентов теплового расширения и упругих свойств, слагающих породу минералов и агрегатов.

Так, если представить стержень длиной l, свободное расширение которого невозможно, то при его нагреве на ΔT в нем возникнут термические напряжения $\sigma_т$, равные напряжениям, необходимым для сжатия удлинившегося стержня до первоначальных размеров, то есть [846]:

$$\sigma_т = E\Delta l / l = E\alpha\, \Delta T,$$

где E – модуль упругости при одноосном сжатии породы. При E= 15 ГПа $\alpha = 10^{-5}$ 1/град, $\Delta T = 200°C$ получаем, что возникающие напряжения могут составить 30 МПа.

Аналогично можно рассчитать термические напряжения в некотором находящемся в массиве нагреваемом объёме породы, когда возможности расширяться отсутствуют [846]:

$$\sigma'_т = \gamma_т \, К \, \Delta T,$$

где **К** – модуль упругости при объёмном сжатии породы; $\gamma_т$ – коэффициент объёмного теплового расширения горной породы.

В этом случае нагреваемый объем испытывает напряжения сжатия, в то время как окружающие его объёмы в зависимости от их расположения испытывают напряжения сжатия и растяжения.

Если нагреваемый объем породы представить в виде стержня, зажатого с обоих концов другими стержнями той же породы, то не нагреваемые стержни породы, при отсутствии возможности расширяться, будут испытывать напряжения сжатия, величина которых, очевидно, не будет равна величинам, вычисленным по приведённой выше формуле [846]. Поскольку любая порода способна до некоторой степени упруго деформироваться, то в случае одномерной задачи [846]:

$$\sigma_т = E_н \, (\alpha \, \Delta T - \varepsilon),$$

где $E_н$ – модуль упругости нагретого объёма породы; **ε –** относительная деформация нагретого объёма, обусловленная упругостью окружающей породы $(\varepsilon \approx \sigma_т / E_0)$; E_0– модуль упругости не нагретого объёма породы (чаще всего $E_0 > E_н$).

В этой простейшей задаче, приняв равенство нагреваемого и не нагреваемого объёмов, получаем:

$$\sigma_т = \alpha \, \Delta T \, E_0 \, E_н / (E_0 + E_н),$$

или для случая объёмного напряжённого состояния:

$$\sigma_т = \gamma_т \, \Delta T \, К_0 \, К_н / (К_0 + К_н),$$

где $К_0$ и $К_н$ – модули объёмного сжатия соответственно не нагретого и нагретого объёмов породы.

Даже с учётом частичной пластичности пород, возникающие термические напряжения могут достигать нескольких десятков МПа.

В связи с тем, что термические напряжения определяются произведением $E \cdot \alpha$ или $К \cdot \gamma_т$, их зависимость от внутренних факторов обусловлена зависимостью модулей упругости и коэффициентов расширения от этих факторов. Например, с увеличением пористости пород термические напряжения уменьшаются.

Если весь образец породы нагреть равномерно, то в нем всё равно возможны внутренние термические напряжения, обусловленные различиями в упругих свойствах и коэффициентах теплового расширения отдельных минеральных зёрен [846].

Во многих случаях породу можно представить как включения одного материала (например, ОВ) в сплошной матрице другого вещества. Тогда если коэффициент температурного расширения частиц больше коэффициента температурного расширения матрицы, то вокруг растянутой частицы в матрице возникают радиальные напряжения растяжения и тангенциальные сжатия. При противоположном соотношении температурных коэффициентов вокруг сжатой частицы в матрице существуют радиальные напряжения сжатия и растягивающие тангенциальные напряжения. Отмеченные особенности в концентрации напряжений вокруг частиц, отличающихся коэффициентом температурного расширения от включающего их материала, подтверждаются наличием микротрещин. Так, **вокруг частицы с коэффициентом температурного расширения бóльшим, чем у окружающего её материала, образуются полусферические трещины. А вокруг частицы, коэффициент температурного расширения которой меньше, чем у вмещающей её матрицы, развиваются радиальные трещины [846].**

Необходимо отметить несоответствие данных, получаемых при изучении теплового расширения в атмосферных и пластовых термобарических условиях.

Так, в работе [845] отмечено, что «исследование теплового расширения породы, представляющей собой агрегат многих различных анизотропных кристаллов, находящихся при высокой температуре и при атмосферном давлении, имеет мало отношения к расширению пород, залегающих даже на средних глубинах. Когда образец породы измеряется в лаборатории, то коэффициенты расширения при нагревании и при охлаждении совершенно различны, и дают ещё более различные результаты при каждом последующем воздействии. Это вызвано неодинаковыми расширениями смежных зёрен вследствие различий как по составу, так и в ориентировке.

В результате при нагревании породы зёрна с наибольшим термическим расширением приводят к видимому изменению длины всего образца, создавая внутренние трещины и «поры». Таким образом то, что фактически измеряется, является скорее увеличением пористости, чем подлинным термическим расширением».

Из этого краткого перечня основных сведений о термическом расширении пород следует, что влияние этого фактора на величину пористости и проницаемости при нагреве пород БС, несомненно, будет иметь место.

Однако его величина и значимость определяется рядом сложно измеряемых факторов:

– составом компонентов породы;

– их тепловыми и механическими свойствами;
– характером взаимного расположения компонентов, имеющих сильно различающиеся упругие и пластические свойства;
– пространственной неоднородностью компонентного состава пород БС.

Прежде всего это касается растрескивания пород на микроуровне, которое в БС происходит в сложном «композите», состоящем из хрупких компонентов (карбонатные минералы и силициты) и гораздо более пластичных разностей (глины и твёрдое ОВ) – смотри **п. 3.8**.

Но и величина термических напряжений, возникающих за счёт неравномерного нагрева мезо- и макро-объёмов породы, определяется пространственным распределением механических свойств пород, в первую очередь – степени их хрупкости, пластичности, суммарной величины коэффициента линейного расширения. Эти параметры должны сильно варьировать и по вертикали, и по латерали, причём на разных пространственных масштабах, ввиду сильной изменчивости компонентного состава пород БС (смотри **пп. 2.5, 2.6, 3.8**).

Закономерности пространственного изменения и вещественного состава пород БС, и определяемых этим составом механических свойств на количественном уровне исследованы преимущественно на микроуровне. Но окончательно общие закономерности пространственного распределения механических свойств пород БС и на этом уровне пока не определены.

Насколько можно судить по опубликованным данным, на более высоких уровнях пространственной иерархии такие исследования практически не проведены.

Поэтому расчёт и прогноз изменения пористости и проницаемости за счёт теплового расширения крайне затруднён. Вероятнее всего, закономерности изменения пористости и проницаемости за счёт теплового расширения могут быть исследованы путём значительного объёма численного моделирования методами дискретной математики (смотри **п.6.5**).

4.2.5.5. Некоторые выводы по изменению пористости и проницаемости с ростом температуры

1. Представленные выше данные позволяют предположить, что и при ТГВ в породах БС будет иметь место термическое преобразование пустотного пространства пород за счёт термолиза керогена. **Этот процесс должен вызывать рост пористости и, соответственно, значительный рост проницаемости пород и перед фронтом окисления, и особенно – за ним.**

2. Естественно, что приведённые выше данные являются всего лишь иллюстративными, поскольку они получены:
– не на интересующих нас породах,
– с другими атомарными и молекулярными составами керогена;

– при режимах нагрева, резко отличных от тех, которые мы ожидаем в пласте при ТГВ;
– не при давлениях, соответствующих пластовым условиям БС.

Кроме того, в цитируемых работах исследования проведены в условиях, когда летучие продукты термолиза могли свободно удаляться от места их генерации, что соответствует режиму переработки сланца на поверхности, но явно не соответствует ситуации, имеющей место в пласте при ТГВ.

Отметим также, что исследования, как правило, проводились при термолизе с высоким темпом подъёма температуры от 8 до 100°С/мин, тогда как в пласте скорость прогрева будет примерно на два порядка меньше [69], количество генерируемых газов – существенно меньше, и так далее, и тому подобное.

3. Влияние значительного числа факторов на процесс растрескивания пород, сходных с БС (количество и степень преобразованности ОВ; величина и характер напряжений в породе; их ориентация по отношению к плоскости напластования; изменения напряжений в результате появления и расширения газов и паров, возникающих от термолиза ОВ и теплового расширения минерального скелета), неполнота имеющихся данных и крайне незначительное число исследований для пород БС не позволяют сформулировать на сегодняшний день какую-то модель этого процесса ни в виде системы уравнений математической физики, ни в виде количественных эмпирических закономерностей.

4. Следует отметить, что исследования в основном касались изучения растрескивания пород при нагреве на образцах керна, то есть – на микромасштабе, и, кроме того, по большей части – за счёт термолиза керогена.

Процесс растрескивания за счёт теплового расширения неоднородных частей пород БС различного пространственного масштаба мало исследован или почти не исследован. Очевидно, что нагрев мезо- и макронеоднородного объекта вызовет и появление трещин таких масштабов. Отметим, что подобный механизм появления трещин должен вызывать заметное увеличение проницаемости и перед фронтом окисления (горения) органического вещества.

Количественные закономерности пространственного изменения и вещественного состава пород БС, и определяемых этим составом механических свойств пока не охарактеризованы: ни на микро, ни на мезо-, ни на макроуровне.

В силу этого крайне затруднён расчёт и прогноз изменений пористости и проницаемости, вызванных классическим механизмом теплового расширения и появлением термоупругих напряжений.

Вероятнее всего, что на микроуровне закономерности изменения пористости и проницаемости за счёт теплового расширения могут быть исследованы путём значительного объёма численного моделирования методами дискретной математики (смотри **п. 6.5**).

5. Тем не менее, цитированные исследования горючих сланцев свидетельствуют о том, что процесс преобразования керогена пород баженовской свиты при нагреве, возникающем при ТГВ, может вызвать весьма значительные изменения пористости, проницаемости, структуры пор и характера их распределения, появление системы микротрещин. Это может существенно изменить расчётный режим закачки воздуха и воды для поддержания устойчивого перемещения фронта окисления к добывающей скважине и величину температуры на фронте окисления.

6. Кроме того, эти изменения свойств скелета в зоне, расположенной непосредственно за фронтом окисления и перед ним, должны изменить и теплофизические параметры пород. А это может повлечь изменение характера прогрева породы, что (как показано ниже в **п. 5.6**), **может повлиять на течение реакций окисления ОВ, то есть на весь основной процесс реализации ТГВ.**

7. Появление системы трещин разного пространственного масштаба может определять и возможность извлечения жидких продуктов термодеструкции керогена и их транспортировки к добывающей скважине, то есть напрямую определять величину извлекаемых запасов жидких УВ при ТГВ (смотри ниже, **п. 6.1.2**).

8. Вопросы эти для БС практически не исследованы. На сегодняшний день неясно, как на этот эффект будет влиять высокое пластовое давление в баженовской свите (30—60 МПа); напряжённое состояние пород; как может сказываться характер пространственного распределения керогена в породе и степень его связности.

Не разработана методология прогноза температурной зависимости пористости и проницаемости пород и её учёта при моделировании ТГВ в баженовской свите.

9. Для развития метода ТГВ в целом и для корректного численного моделирования и прогноза результатов ТГВ количественное описание рассмотренных эффектов представляется одним из важнейших вопросов при разработке методики прогноза извлекаемых запасов при ТГВ. Целенаправленные экспериментальные и теоретические исследования в этих направлениях представляются совершенно необходимыми.

4.3. Гидрофобность пород баженовской свиты

4.3.1. Определение смачиваемости пород и её значимость для разработки

Хорошо известно, что поверхностные явления весьма важны для прогноза, проектирования и регулирования разработки любых отложений [303, 318, 322, 326, 330, 332]. Величина поверхности поровых каналов в1 $м^3$

нефтесодержащих пород может составлять несколько гектаров [303] – при числе каналов, составляющем десятки миллиардов [322]. По этой причине при фильтрации через породы огромную роль играют силы молекулярного сцепления породы и пластовых флюидов, а также вязкостного трения при течении флюидов. Эти силы влияют на фильтрацию и вытеснение нефти из пласта как положительно, так и отрицательно [322].

Таким образом, закономерности движения нефти в пласте и её вытеснения из пористой среды наряду с объёмными свойствами жидкостей и пород (вязкость, плотность, сжимаемость и другие) во многом определяются и свойствами пограничных слоёв соприкасающихся фаз, и процессами, происходящими на поверхности контакта нефти, газа и воды с породой [303].

Для полноты изложения напомним основные термины и понятия физики взаимодействия флюидов и поверхности скелета горных пород.

В нефтегазовой отрасли основной характеристикой поверхностного взаимодействия на контакте соприкосновения поверхности породы с пластовыми флюидами является **смачиваемость**. **Смачиваемость** может быть определена как тенденция одного флюида растекаться или прилипать к поверхности твёрдого тела в присутствии других, несмешивающихся с первой, жидкостей [332]. Если жидкости – вода или нефть, то смачиваемость иногда определяют как тенденцию к самопроизвольному капиллярному впитыванию нефти (или воды, или обеих жидкостей) [332].

Традиционно количественной мерой смачиваемости является **краевой угол**, образуемый поверхностью капли исследуемой жидкости (например, нефти) на плоской твёрдой поверхности при нахождении капли в среде иной жидкости (например, в воде) [332]. Если жидкость смачивает поверхность, то капля имеет вид чечевицеподобной линзочки, а краевой угол θ составляет менее 90°. Если капля не смачивает поверхность, то она как бы отталкивается от поверхности, принимая форму, приближающуюся к шарообразной, а краевой угол θ имеет значение более 90°.Точнее, при $\theta = 0$ поверхность считается полностью гидрофильной; при $0 < \theta < 90°$ поверхность преимущественно гидрофильна; при $90° < \theta < 180°$ – преимущественно гидрофобна; при $\theta = 180$ – полностью гидрофобна.

Смачиваемость является одним из главных факторов, контролирующих положение, течение и распределение флюидов в пористой среде; она влияет на поведение заводнения и относительную проницаемость [326]. Степень смачиваемости также влияет на количество остаточной водо- и нефтенасыщенности, фазовую проницаемость, относительную фазовую проницаемость, величину капиллярного давления и в целом на вытеснение нефти водой [326].

Смачиваемость существеннейшим образом влияет на электрическое сопротивление породы. Обычно насыщение определяют по данным электрокаротажа, основываясь на величине параметра насыщения, равного

отношению удельного сопротивления породы, насыщенной нефтью и водой, к удельному сопротивлению полностью водонасыщенной породы. Хорошо известно, что параметр насыщения обратно пропорционален коэффициенту водонасыщенности в некоторой степени **n** [303].Для пород, полностью смачиваемых водой, показатель **n** близок к 2 [303], тогда как для пород, полностью смачиваемых нефтью, его значение возрастает до 10—12 (!) [332].

Определение характера и степени смачиваемости нефтеносных пород, в том числе и насыщенных органикой сланцев (shales), весьма важно при решении ряда практических задач [318]:

– корректного выбора жидкостей для ГРП, вскрытия, освоения или исследования залежей (при трассерных исследованиях и каротаже с закачкой специальных жидкостей в прискважинную зону пласта);
– при исследовании остаточных насыщенностей и их распределения в поровом пространстве;
– для исследования процесса блокировки в породе жидкости, закачанной при ГРП, и оценки её количества;
– при выборе вида кривых капиллярного давления и относительных фазовых проницаемостей, используемых при численном моделировании разработки, и так далее.

Смачиваемость значительно влияет на нефтеотдачу [330]. В частности, показано, что в гидрофобных трещиноватых коллекторах при заводнении достигаются более низкие значения коэффициента нефтеотдачи, чем в гидрофильных породах. В не трещинных коллекторах при нейтральной смачиваемости нефтеотдача выше, чем для чисто гидрофобного коллектора.

Хорошо известно, что характер смачиваемости существенно влияет на величину коэффициента вытеснения нефти различными агентами [568]. Например, даже при изучении традиционных коллекторов [568] отмечено, что на одном и том же Аспинском месторождении Пермской области величина коэффициента вытеснения нефти заметно различается в зависимости от преобладающего характера смачиваемости:

– в водоносной части месторождения скелет преимущественно гидрофилен, а коэффициент вытеснения нефти – около 71%;
– в нефтеносной части месторождения скелет преимущественно гидрофобизирован, а коэффициент вытеснения нефти – около 54%.

Смачиваемость определяется комбинацией очень многих факторов [330], в частности:

– начальной нефтенасыщенностью породы;
– характером изменения насыщенности при формировании месторождения и его разработке;
– величиной pH;
– составом нефти, количеством и составом асфальтенов;
– глинистостью;
– стабильностью тонких водных плёнок на поверхности пор и так далее, и тому подобное.

Все эти факторы не остаются постоянными и в пространстве, и в процессе разработки; поэтому характер и распределение смачиваемости в процессе разработки меняются – как в теле залежи, так и во времени.

4.3.2. Типы и гетерогенность смачиваемости пород

По характеру взаимодействия породы с нефтью и водными растворами коллекторы в нефтегазовой отрасли принято делить на два типа:

а) **гидрофильные (смачиваемые водой)**, когда вода заполняет мелкие поры и контактирует с большей частью поверхности, и

б) **гидрофобные** (**не смачиваемые водой, но смачиваемые нефтью**), когда нефть заполняет мелкие поры и контактирует с большей частью поверхности.

Если нет предпочтительного взаимодействия породы с нефтью или водой, то смачиваемость называется **нейтральной** [303, 324, 325, 326, 327, 330].

Так как внутренняя поверхность пор состоит из различных минералов с различными химическими и адсорбционными свойствами, то возникает **гетерогенная смачиваемость [706]**, когда компоненты нефти адсорбируются на определённых участках поверхности породы, так что часть породы становится гидрофобной, а часть – гидрофильной [326] – например, поры гидрофобны, а межпоровые сужения – гидрофильны [619].

Существует также **дробная (частичная) смачиваемость** – когда отдельные области керна целиком имеют различную смачиваемость.

Говорят также об **избирательной смачиваемости** – когда в образце породы существуют сквозные пути фильтрации, ограниченные поверхностями с каким-то одним характером смачивания (либо гидрофильными, либо гидрофобными) [326].

Н.Н. Михайлов ввёл также понятие **микроструктурной смачиваемости** [324, 855]. Она возникает тогда, когда существует связь характера смачиваемости с размером пустот породы [326]; например, пустоты малого размера являются преимущественно гидрофильными, а большого размера – гидрофобными (или наоборот). Согласно работе [326] при таком – микроструктурном – характере смачиваемости усреднённые параметры смачивания не соответствуют ни гидрофильному, ни гидрофобному, ни гетерогенному типу породы.

При гетерогенной смачиваемости распределение гидрофобных и гидрофильных участков, их число и чередование зависят от множества факторов: природы породообразующих минералов, структуры порового пространства, физико-химических свойств насыщающих жидкостей и содержания в нем погребённой (реликтовой) воды [855].

В результате многочисленных исследований за многие годы основные качественные закономерности смачиваемости пород водой и нефтью поняты достаточно полно.

Из общих соображений ясно, что поверхность должна лучше смачиваться той жидкостью, которая обладает меньшей разностью полярностей между твёрдым телом и жидкостью, то есть меньшей величиной поверхностного натяжения на их разделе [303]. Высокополярные жидкости, то есть жидкости с высоким поверхностным натяжением, хуже смачивают твёрдую поверхность, чем жидкости малополярные (то есть обладающие меньшим поверхностным натяжением). Например, такая высокополярная жидкость, как ртуть, смачивает только некоторые металлы; вода – жидкость, менее полярная, чем ртуть, поэтому вода смачивает, кроме металлов, многие минералы и кристаллические соли; малополярные масла смачивают на границе с воздухом все известные твёрдые тела [303].

Кварц, известняк и другие минералы, которыми в основном представлены нефтесодержащие породы, по своей природе гидрофильны [303]. Поэтому, если рассматривать традиционный механизм формирования классических залежей нефти, то первоначально все породы-коллекторы, до начала их заполнения нефтью, считаются гидрофильными. Но в результате заполнения нефтью все нефтесодержащие породы в значительной степени гидрофобизованы, часто очень плохо смачиваются водой, а иногда обладают устойчивой гидрофобной поверхностью. Тем не менее полностью гидрофильных нефтенасыщенных пород не существует [567, 706]; все они частично гидрофобны.

Например, в исследовании смачиваемости пород-коллекторов Пермского края [322] получено следующее распределение пород по характеру смачивания (смотри **таблицу 4.3.1**).

Сходные данные получены и при обобщении исследований характера смачиваемости по другим нефтеносным провинциям [323] (смотри **таблицу 4.3.2**).

Образцы с высокой степенью карбонатности (выше 38%) обычно более гидрофобны, и наоборот – образцы с низкой карбонатностью более гидрофильны [324].

Согласно ОСТ на определение смачиваемости [335], рекомендована классификация пород по показателю смачиваемости **М**, определяемому сравнением результатов капиллярной пропитки образца водой и керосином (смотри **таблицу 4.3.3**); образцы пород с полностью гидрофильной поверхностью будут характеризоваться значениями **М = 1**, а с полностью гидрофобизированной поверхностью – значением **М = 0.**

Таким образом, большинство нефтенасыщенных пород в той или иной степени гидрофобно. Чисто гидрофильные породы встречаются, по-видимому, только в водоносных частях залежей углеводородов. Многообразие типов смачиваемости отражает многовариантность пространственного расположения различных породообразующих компонент и изменчивость их свойств.

Тип коллектора	Характер смачиваемости		
	Гидрофильный	Нейтральный	Гидрофобный
Терригенный	22	10	68
Карбонатный	16	11	73

Таблица 4.3.1. Распределение продуктивных пород-коллекторов Пермского края по типу смачиваемости поверхности (в %) [322]

Тип коллектора	Характер смачиваемости		
	Гидрофильный	Промежуточный	Гидрофобный
Терригенный	27	7	66
Карбонатный	8	8	84

Таблица 4.3.2. Средняя доля участков различной смачиваемости в коллекторах нефти [323]

Диапазон значений показателя смачиваемости (М)	Характеристика поверхности пород
0,0—0,2	Гидрофобная
0,2—0,4	Преимущественно гидрофобная
0,4—0,6	Промежуточной смачиваемости
0,6—0,8	Преимущественно гидрофильная
0,8—1,0	Гидрофильная

Таблица 4.3.3. Классификация пород по показателю смачиваемости [335]

4.3.3. Механизмы гидрофобизации поверхности пород

Как уже указано выше, первоначально гидрофильные породы при контакте с нефтью гидрофобизируются, причём этот эффект неоднократно подтверждался экспериментально [334]. Среди поверхностно-активных компонентов нефти, ответственных за гидрофобизацию, выделяют нафтеновые кислоты, асфальтосмолистые соединения и металлопорфириновые комплексы [303, 323, 324, 330]. Эти органические ПАВ обычно содержат атомы азота, кислорода и серы [303, 323, 330].

Карбонатные породы (известняки) имеют положительный заряд и стремятся адсорбировать преимущественно кислотные компоненты нефти (нафтеновая, олеиновая и другие кислоты), а терригенные (силикаты), за счёт отрицательного заряда поверхности, адсорбируют преимущественно щелочные компоненты нефти [322].

Гидрофобизуются, в том числе, и глины – хотя адсорбция асфальтенов на глине в 4,5 раза меньше, чем на известняках, но из-за большой удельной поверхности глины могут адсорбировать значительное количество

асфальтенов [324]. В результате образуется глинисто-органический комплекс, гидрофобный и очень устойчивый [324, 327].

Активными центрами адсорбции на поверхности породы служат поверхностные заряды, образованные либо на углах и рёбрах кристаллической решётки, либо локализовавшиеся на поверхности при изоморфных замещениях ионов решётки на ионы с меньшими зарядными числами. Центрами адсорбции также служат обменные катионы [327].

В глинистых породах возможна специфическая адсорбция ионов из раствора на поверхность благодаря действию Ван-дер-Ваальсовых сил притяжения или электростатических сил, возникающих при поляризации атомов поверхности адсорбируемыми ионами [303, 323, 327]. В образовании активных центров поверхности участвуют также группы OH, которые являются составной частью кристаллической решётки большинства глинистых минералов и могут при определённых условиях (повышение pH) обменивать свой водород на ионы металлов (катионы). Таким образом, на поверхности породы образуется большое количество адсорбционных центров. Избыток ионов одного знака или заряда поверхности вызывает притяжение или соответствующую ориентировку диполей воды и других полярных веществ, имеющих заряд противоположного знака [327].

Степень гидрофобизации первоначально гидрофильных пород зависит от многих факторов: времени контакта породы с нефтью [334], начальной водонасыщенности (адсорбция на глинистых минералах снижается с ростом водонасыщенности, но не прекращается полностью [324,327]) и, разумеется, состава нефти, в первую очередь, содержания в ней асфальтенов и гетероатомных соединений.

Заметную роль играет также химический и структурный характер минералов, слагающих породу, а в терригенных породах – тип глинистых минералов, дисперсность глины (с увеличением содержания фракции с размером частиц меньше 1 мкм адсорбция углеводородов увеличивается [327]) и тип обменного катиона (двухвалентные катионы вызывают бóльшую адсорбционную активность по отношению к углеводородам) [324,327].

Кроме того, факторами, контролирующими адсорбцию асфальтенов и смол на минеральной поверхности, являются:

– наличие, толщина и стабильность водных плёнок на минеральной поверхности;
– наличие асфальтенов и смол в сырой нефти в виде коллоидных мицелл и агрегатов;
– способность УВ сырой нефти к стабилизации этих коллоидных агрегатов и даже их растворению[706].

В лабораторных условиях на изменение смачиваемости с гидрофильной на гидрофобную при контакте с нефтью требуется около месяца [334, стр.34].

Адсорбция углеводородов тем интенсивнее, чем больше размеры их молекул и длина углеводородных цепей [303, 324, 327]. Цикличность строения УВ молекул снижает адсорбцию углеводородов. Например, для исследованных в работе [324] образцов гексана, гептана, декана, изооктана, циклогексана *наименьшей* адсорбционной способностью обладает циклогексан, *наибольшей* – декан.

Кроме обычной адсорбции молекул поверхностно-активных углеводородов, возможна их хемосорбция [303, 323, 324].

При физической адсорбции молекулы адсорбата удерживаются на поверхности ван-дер-ваальсовыми силами, сохраняя свою индивидуальность. При химической – молекулы адсорбата образуют поверхностное химическое соединение с адсорбентом и связь осуществляется ковалентными силами. При химической адсорбции может образоваться только мономолекулярный адсорбционный слой; при физической – и моно-, и поли-, и мультимолекулярный слой [323].

Наличие химической адсорбции подтверждено экспериментально [317]. Так, согласно данным работы [317] установлено, что при увеличении содержания глины в пористой среде от 0 до 20% резко увеличивается доля хемосорбированной нефти (от 2,3 до 7,0%) и имеет место гидрофобизация глинистых минералов вследствие необратимой адсорбции нефтяных компонентов.

В известняках химическая адсорбция сопровождается образованием на поверхности новых соединений, например нафтенов кальция [324].

Таким образом, при взаимодействии глинистых минералов с тяжёлыми фракциями нефти поверхность покрывается адсорбированной углеводородной плёнкой, причём это покрытие неравномерное. Это и вызывает значительную степень гидрофобизации даже классических коллекторов.

Следует подчеркнуть, что само по себе покрытие поверхности породы плёнкой углеводородов ещё не означает стопроцентную гидрофобность её поверхности. Если при этом к поверхности ориентирована неполярная углеводородная цепь поверхностно-активных компонент нефти, то гидрофильные радикалы (–OH, –COOH, –CO, –COH и другие), обращённые в сторону жидкости, способствуют смачиванию поверхности водой. При обратной ориентации поверхность гидрофобизируется [303]. По этой же причине в работе [347], в которой изучали окисление ОВ скелета породы (керогена), на основании величины теплового эффекта от реакции окисления сделан вывод, что ОВ содержит значительное количество кислородсодержащих групп. Поэтому поверхность органического вещества породы может иметь гидрофильный характер или промежуточную и (или) мозаичную смачиваемость.

Смена характера смачиваемости с гидрофильного на гидрофобный при контакте породы с нефтью определяется возможностью разрыва плёнки воды, покрывающей поверхность гидрофильной породы [323].

Такие явления в физической химии обычно описываются теорией Дерягина–Ландау–Фервея–Овербека (ДЛФО) [345]. В основу этой теории заложено понятие о расклинивающем давлении **П(h)** прослойки жидкости толщиной **h,** находящейся между жидкими, твёрдыми или газообразными фазами. Величина расклинивающего давления равна разности между давлением на плоскую жидкую прослойку толщиной **h**, ограниченную поверхностями контакта с другими фазами, и давлением в объёмной части той же жидкости вне тонкой прослойки в состоянии равновесия [345].

Согласно теории, между любыми двумя фазами при их сближении возникает расклинивающее (раздвигающее) знакопеременное давление разделяющей жидкой прослойки. Изотерма давления **П(h)** в общем случае является суперпозицией трёх слагаемых дальнодействующих сил: молекулярной, структурной и ионно-электростатической природы [322].

Молекулярная и структурная составляющие обеспечивают притяжение границ раздела плёнки жидкости, а электростатическая компонента может вызывать и притяжение, и отталкивание, что обуславливает в целом немонотонный осциллирующий характер изменения расклинивающего давления от толщины слоя жидкости.

Сила притяжения поверхностей плёнки во многих случаях является постоянной величиной, а все особенности расклинивающего давления, обуславливающего устойчивость и целостность плёнки смачивающей жидкости, полностью определяются вкладом ионно-электростатических сил [322]. Если электростатические потенциалы граничных поверхностей плёнки разноимённые, то расклинивающее давление **П(h)** всегда отрицательное, то есть на всех больших и малых расстояниях граничные поверхности плёнки притягиваются друг к другу. При этом, чем меньше толщина плёнки **h**, тем больше притяжение. В конечном итоге плёнка утоньшается до минимальной толщины (слипается), а на некоторых участках разрушается и теряет сплошность за счёт влияния локальных микроструктурных неоднородностей поверхности (сколы, выступы и прочее) [322].

Стабильность тонких водяных плёнок на поверхности породы зависит от параметров пластовой воды, в первую очередь, от концентрации электролита и значения pH [303, 322, 323, 330].

Следует отметить, что жидкость, смачивающая твёрдое тело, проникая в тонкие трещины, способна играть роль клина и раздвигать её стенки, то есть тонкие слои жидкости обладают расклинивающим действием [303]. Это свойство тонких слоёв проявляется также при сближении твёрдых поверхностей, погруженных в жидкость. Расклинивающее действие возникает при условии, если толщина слоя **h** жидкости, раздвигающей поверхности трещины, меньше некоторой величины $\mathbf{h_{кр}}$**.** При $\mathbf{h > h_{кр}}$ расклинивающее действие равно нулю, а при $\mathbf{h < h_{кр}}$ оно возрастает с уменьшением толщины

жидкого слоя; то есть с момента $\mathbf{h \leq h_{кр}}$ для сближения поверхностей частиц необходимо к ним приложить внешнюю нагрузку. Расклинивающее действие тем больше, чем прочнее связь между жидкостью и поверхностями твёрдого тела.

4.3.4. Особенности механизма формирования гидрофобности пород баженовской свиты

Классический механизм формирования нефтяных месторождений предполагает, что все коллекторы изначально насыщены пластовой водой, которая постепенно вытесняется мигрирующей нефтью. Контакт породы с пришедшей нефтью вызывает изменение характера смачиваемости части поверхности, что вкратце рассмотрено в **пп. 4.3.2—4.3.3**.

Формирование характера смачиваемости пород баженовской свиты по сути происходит по совершенно другому механизму. Наиболее детально механизм гидрофобизации пород баженовской свиты в процессе её формирования рассмотрен в работах Т.Т. Клубовой [306, 309].

Прежде всего, отметим, что, по результатам лабораторного изучения органического вещества свиты, Т.Т. Клубова разделила ОВ на три типа, играющие различную роль в гидрофобизации пород [306].

Первый тип – углефицированные растительные остатки различного размера (от очень крупных до тонко измельчённых), лишённые гидролизующихся подвижных компонентов. ОВ этого типа не вызывает изменений физико-химической обстановки и не стимулирует образование новых минералов в окружающих его участках, а служит матрицей, по которой образуются аутигенные минералы. В многокомпонентных породах баженовской свиты на органическом веществе первого типа образуется только пирит. Это – основной источник пирита в породах [306].

Второй тип – растительные остатки с различным содержанием гидролизуемых компонентов, а также – споровые оболочки, гелефицированные сгустки ОВ гумусовой или сапропелевой природы, которые также выделяют гидролизуемые компоненты при преобразовании за счёт изменения температуры и давления. Гидролизуемые компоненты ОВ переходят в породу, унося, в частности, из ОВ растворимые формы титана и железа. На некотором расстоянии от материнского ОВ образуются кристаллики пирита, сидерита и тому подобное. Между новообразованными минералами и глинистыми частицами создаются ослабленные зоны.

Третий тип – ОВ любой природы, образующие истинные или коллоидные растворы, размер компонентов которых не превосходит 1 нм.

При формировании БС первоначально из областей мобилизации вещества поступали глинистые минералы и аллотигенная часть ОВ.

Благодаря большой скорости ионообменных реакций, глинистые минералы и ОВ взаимодействовали уже по пути в осадок, и обменные ионы глинистых минералов обменивались на органические. Это приводило к первичной гидофобизации поверхности глинистых минералов ещё на стадии седиментогенеза.

На начальном этапе диагенетического преобразования осадков получает развитие процесс выпадения кремнезёма в твёрдую фазу [306].Это накопление кремнезёма в глинах БС связано с тем, что на ранних стадиях диагенеза обогащение поровых вод преимущественно биогенной кремнекислотой (унаследованное от седиментогенеза) достигает насыщения, и она выпадает в осадок, вызывая окремнение глин. *Часть поверхности глинистых минералов, не занятая в седиментогенезе органическими ионами, пропитывается новообразованным кремнезёмом.* Этот кремнезём, имея первоначально коллоидальную форму, обволакивает поверхность микроблоков и микроагрегатов глинистых минералов; причём, как поверхность, покрытую сорбированным ОВ, так и свободную от него.

Иными словами, в диагенезе растворимые части ОВ дополнительно (по сравнению с седиментогенезом) сорбируются и глинистыми минералами, и коллоидальным кремнезёмом. **В результате создаются сложные комплексы из глинистых минералов, ОВ и кремнезёма.** Поверхность этих комплексов оказывается гидрофобизированной: либо за счёт сорбирования органических ионов самими глинистыми частицами, либо за счёт обволакивания этих частиц кремнезёмом, сорбировавшим, в свою очередь, органические ионы.

Далее под влиянием повышенных температур часть сорбированного органического вещества преобразовывается в углеводороды. **Сорбированные компоненты ОВ легче преобразуются, так как энергия их активации меньше, чем энергия активации свободных ионов или молекул.** Одновременно происходит термическая деструкция органического вещества первого и второго типов [306, 309]. При этом в породе появляются битумоиды, жидкие УВ. Но так как отношение «глинистые минералы –органическое вещество» в породах баженовской свиты невелико (2 : 1, реже – 3 : 1), то в результате преобразования органического вещества в породах остаётся значительное количество тяжёлых, обеднённых водородом продуктов, необратимо сорбированных минералами по законам химической и физической сорбции.

Часть преобразованного ОВ сорбируется минералами, а часть – новообразованным кремнезёмом.

Контакт всех созданных сложных агрегатов создаёт текстурную неоднородность, по границам которой и образуются ослабленные зоны (смотри **п. 3.3**), поскольку их контакт между собой менее прочен, чем контакт агрегатов без сорбированного ОВ. **Одной из причин этого является расклинивающее действие слоёв жидкости, смачивающих твёрдое тело и препятствующих сближению твёрдых поверхностей, покрытых плёнкой**

жидкости. Именно гидрофобизация зон контактов между составными частями пород способствует достаточно лёгкому разъединению отдельных частей породы при заполнении коллектора нефтью и определяет нефтеотдачу при разработке залежей, связанных с глинистыми коллекторами [306, 309].

Таким образом, для глинистых коллекторов БС характерна неоднократность (стадийность) процесса гидрофобизации:

– в седиментогенезе;

– в первичном диагенезе, за счёт образования коллоидного кремнезёма и сорбции ОВ его поверхностью;

– после термического преобразования ОВ.

Существует и дополнительная возможность гидрофобизации, связанная с миграцией нефти, пришедшей извне (смотри **п. 5.1.5**). **Её контакт с гидрофильной частью поверхности породы может привести к изменению характера её смачиваемости** (что кратко рассмотрено в **п. 4.3.3**).

Естественно, указанные особенности формирования пород БС должны приводить к высокой степени её гидрофобизации.

Это и наблюдается в действительности. Например, при умеренных репрессиях коллекторы баженовской свиты Салымского месторождения практически не пропускают воду в пласт, а прямые качественные признаки наличия коллекторов по данным геофизических исследований скважин (ГИС) отсутствуют [87, 91].

4.3.5. Остаточная вода в породах баженовской свиты

Хотя, как следует из материалов **пп. 4.3.3** и **4.3.4**, породы баженовской свиты должны характеризоваться высокой степенью гидрофобности, – тем не менее часть поверхности пор остаётся гидрофильной. Например, в работе [320] при исследовании коллекции пород баженовской свиты из 29 образцов гидрофобные разности составляли только17, то есть около 60%. Сходные цифры приводятся в статье [584]: гидрофобными для БС являются 75—80% пород.

Об этом свидетельствует и наличие остаточной воды в породах. Напомним, что вообще существует несколько типов связанной воды в коллекторах [566]:

1) вода поверхностного слоя кристаллической решётки минералов, заключённая между объёмными катионами и анионами благодаря действию ориентационных сил;

2) вода ближней гидратации обменных катионов, обусловленная ориентационными силами;

3) вода, образующая условный монослой, непосредственно связанная с поверхностью частиц, то есть молекулярно-адсорбированная ван-дер-

ваальсовыми силами на незаряженной поверхности и связанная водородными связями со структурными группами OH^- и O^{2-};

4) вода, находящаяся под влиянием подложки, вблизи молекул воды условного монослоя, и вторично ориентированная за счёт ориентационных сил;
5) вода, связанная осмотически.

По данным монографии [129] среднее значение остаточной воды в БС равно 17%. Согласно монографии [131] доля остаточной воды в порах пород БС заключена в пределах от 0,3 до 3,8%, достигая в отдельных пропластках слабобитуминозных глин значения 28%. Среднее же значение равно 5,8%.

В работах [108, 110] утверждается, что содержание связанной воды в поровом пространстве для большинства пород свиты в среднем близко к 10%.

По данным исследования [328] для коллекции неэкстрагированных образцов скважины 316 Салымской значения коэффициента водонасыщенности ($k_в$) в зависимости от объёма открытых пор были заключены в интервале 0—45%, модальное значение составило 10—15% (смотри **рис. 4.3.1**).

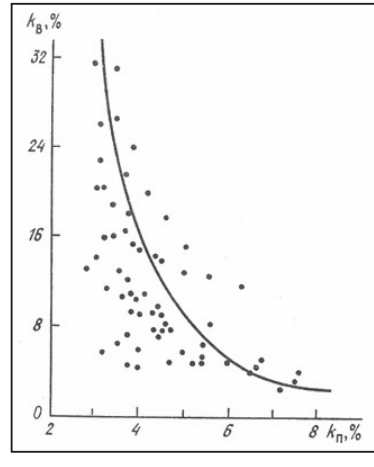


Рис. 4.3.1. Взаимосвязь коэффициентов остаточной водонасыщенности и открытой пористости неэкстрагированных образцов скважины 316 Салымской [328]

Исследования, проведённые в работе [386] на обширной коллекции образцов, показали, что нормированное на объем образца содержание воды составляет от 0,1 до 3,5%. Обнаружена зависимость содержания воды от массовой доли глин в образце. До величины глинистости в 40% содержание воды от глинистости практически не зависит и составляет около 0,3%; начиная

с глинистости в 40% наблюдается резкий рост: например, при 50%-й глинистости содержание воды уже в 8 раз превышает уровень, соответствующий глинистости, меньшей 40%.

В работах [336, 337] сотрудниками кафедр ГИС и ИИС РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина была выполнена оценка содержания химически связанной (кристаллизационной) воды в породах баженовской свиты.

Разработан метод определения содержания химически и физически связанной воды в породах сложного минерального состава, основанный на регистрации температурных изменений величины оптической плотности исследуемой пробы при прохождении через неё инфракрасного излучения в интервале длин волн 3200—3750 $см^{-1}$.

Исследования инфракрасных спектров поглощения выполнены на 42 образцах, отобранных в одной из скважин Салымской площади. Величина содержания **физически связанной воды** (**H_2O^-**) в этой коллекции изменялась в узких пределах: 0,2—1,0 от объёма образца при среднем значении 0,6%, что при пересчёте на среднюю пористость порядка 8% даёт водонасыщенность, равную примерно 8% от объёма пор.

Следует подчеркнуть, что далеко не вся вода осталась в породах с периода седиментогенеза отложений, происходившего в баженовском море. Согласно А.Э. Конторовичу [312], при катагенетических преобразованиях органического вещества, образуется заметное количество пресной воды, значительная часть которой остаётся в породе, в той области, в которой происходило преобразование ОВ.

Отметим, что в богатых ОВ сланцах различного возраста Канады также содержится определённое количество воды: так, в работе [584] приводятся сведения, что при давлении 6 МПа в них обнаружено от 0,5 до 15% воды.

Таким образом, при абсолютном преобладании гидрофобной поверхности, часть поверхности пор пород БС всё же является гидрофильной. Однако сопоставление опубликованных объёмов остаточной и физически связанной воды в БС указывает на то, что большая часть воды скорее всего является физически связанной. Остальная часть заключена в порах малого диаметра или тупиковых [303, 324, 325]. Согласно основным физическим представлениям [303], в гидрофобном коллекторе в центрах крупных пор могут содержаться глобулы свободной воды. Но из сопоставления объёмов остаточной и физически связанной воды следует, что количество такой воды в БС не должно быть значительным.

4.3.6. Плёнки углеводородов на поверхности пор

Хорошо известно, что любая часть жидкости, взаимодействующая с поверхностью твёрдого тела, обладает определённой упорядоченностью, из-за чего **физические свойства приповерхностных слоёв отличаются от свойств свободной жидкости.**

Особо сложное строение имеют слои нефти, контактирующие с горными породами пласта, так как взаимодействие поверхностно-активных веществ с минералами очень многообразно [303, 323].

Как уже указывалось, в состав поверхностных слоёв на разделе нефть — вода входят нафтеновые кислоты, низкомолекулярные смолы, коллоидные частицы высокомолекулярных смол и асфальтенов, микрокристаллы парафина, а также частицы минеральных и углеродистых суспензий [303].

Предполагается, что поверхностный слой на разделе нефть-вода образуется в результате скопления минеральных и углеродистых частиц, а также микрокристаллов парафина под влиянием избирательного смачивания водной фазой гидрофильных участков их поверхности. Адсорбирующиеся на этой же поверхности раздела асфальтено-смолистые вещества, переходящие в гелеобразное состояние, цементируют частицы парафина и минералов в единый монолитный слой. Поверхностный слой ещё более утолщается вследствие сольватации гелей асфальтено-смолистых веществ со стороны нефтяной фазы [303].

Многими исследователями были сделаны попытки измерять толщину плёнки различных жидкостей на твёрдых телах. Так, например, по результатам измерений Б.В. Дерягина и М.М. Кусакова толщина смачивающих плёнок *водных растворов солей на различных твёрдых плоских поверхностях* составляет около 10^{-5} см (100 нм) [303, 323], а различных *масел на металлических поверхностях* – 0,2—0,5 мкм [323].

Экспериментально замеренная толщина водной плёнки, образовавшейся между кварцем и силиконовым маслом (с молекулярной массой 2400) составляла от 50 до 60 нм, при концентрации фонового электролита (КС1) 10^{-4} моль·л$^{-1}$[345].

В горных породах остаточная вода содержится в различных видах [324, 565]: в виде плёнок различной толщины она располагается в крупных и мелких поровых каналах, заполняет углы и извилистые участки и почти полностью занимает мельчайшие поры размером менее 1 мкм. Именно этим объясняются столь различные оценки **толщины плёнки связанной воды (от 0,01 мкм до 0,857 мкм)** [324] или от **$4 \cdot 10^{-4}$ мкм до 2 мкм** [565].

Толщина граничного слоя нефти для оргстекла в одном из опубликованных экспериментов составила 1 мкм [323].

Для нефти, в зависимости от природы твёрдой фазы и компонентного состава нефти, толщина граничного слоя УВ может достигать 2—5 мкм [323]. В опытах И.Л. Мархасина толщина эффективного граничного слоя нефти на контакте с кварцевым песком составляла **от 0,52 до 1,21 мкм при градиенте 4,9 атм/м, а при меньших градиентах давления, более близких к реальности, составляет 2—3 мкм [323].**

Толщина слоя зависит от градиента давления вытеснения и величины радиуса капилляра, уменьшаясь с ростом радиуса капилляра и с ростом градиента давления [323]. При увеличении радиуса капилляра **r** от 1 до

300 мкм и при градиенте давления 4,9 атм/м толщина слоя **h** уменьшается с 0,8 до 0,5 мкм. При этом зависимость имеет логарифмический вид:

$$\mathbf{H = a + B \cdot \ln r}$$

Наблюдается рост толщины граничного слоя с ростом содержания асфальтенов, хотя и различный в разных нефтях.

Граничные слои отличаются от остальной части жидкости структурой и механическими свойствами – упругостью на сдвиг и повышенной вязкостью. Установлено, что свойства жидкости в поверхностном слое изменяются также вследствие её сжатия. Например, плотность адсорбированной силикагелем воды по некоторым измерениям составляет 1027—1285 кг/м^3.

Некоторые составные части нефти могут образовывать гелеобразные структурированные адсорбционные слои с необычными (аномальными) свойствами: с высокой структурной вязкостью, а при высоких степенях насыщения адсорбционного слоя – с упругостью и механической прочностью на сдвиг [303].Образование адсорбционного слоя ведёт к построению на его основе граничного слоя нефти, вязкость которого в 10—15 раз выше вязкости нефти в объёме, а **толщина в ряде случаев соизмерима с радиусом поровых каналов [323].**

Толщина граничных слоёв нефти, при прочих равных условиях, увеличивается: с уменьшением размера пор коллектора, с увеличением плотности нефти и содержания в ней асфальтенов [323, 565]. Вообще, **основными структурообразующими элементами граничного слоя являются асфальтены и смолы.** При этом свойства асфальтенов, содержащихся в граничном слое, отличаются от свойств асфальтенов, находящихся в свободном объёме, вдали от поверхности пор [323].

Граничный слой может быть разделён на две части: первая – упруговязкий слой у твёрдой поверхности; вторая – слой просто с повышенной вязкостью, как бы переход к жидкости в объёме [323].

При действии на граничный слой тангенциальных внешних сил, монотонно возрастающих от нуля, в граничном слое, как в упругом теле, возникает упругая деформация сдвига, переходящая в пластическое течение [323]. Разрушение граничных слоёв при сдвиге наблюдается лишь при большой толщине граничных слоёв. Пластическое течение граничного слоя в той или иной степени затруднено и переходит в скольжение [323]; граничный слой разделяется на две части, скользящие одна относительно другой .

Контакт жидкости с твёрдой фазой приводит не только к изменению механических, но и иных физических параметров жидкости. В граничных слоях органических кислот наблюдались нелинейные вольт-амперные характеристики, а также – аномально высокая проводимость, близкая по порядку величины нижнему пределу проводимости металлов [323].

Подчеркнём, что **из-за близости стенок пор закономерности адсорбции в нанопорах резко отличаются от адсорбции на плоской**

поверхности или в порах большого размера, поэтому для её описания была разработана так называемая теория объёмного заполнения пор, созданная в середине 1930-х годов М.М. Дубининым. Сам создатель считал, что его теория относится только к самым тонкопористым адсорбентам (например, к активным углям) с размерами пор не более 2—3 нм. В случае дисперсионной природы адсорбционных сил весь объём таких пор заполнен адсорбционным полем, при этом поля, создаваемые противоположными стенками пор, при перекрывании усиливают друг друга. Поэтому адсорбция в таких порах реализуется не за счёт последовательного образования адсорбционных слоёв, а происходит изменение свойств жидкости во всём объёме микропор. **Адсорбированное вещество в нанопорах в поле адсорбционных сил подобно жидкости, находящейся в сильно сжатом состоянии.** По ориентировочной оценке этому сжатию отвечает гидростатическое давление порядка нескольких сотен атмосфер.

В порах и устьях большего размера структура и свойства адсорбционных слоёв нефти приближаются к более обычной структуре и величинам параметров.

4.3.7. Влияние разных факторов на изменение смачиваемости пород при нагреве

Как указано во **Введении**, одним из наиболее перспективных методов разработки отложений баженовской свиты является метод термогазового воздействия (ТГВ). Вызываемое при нём окисление ОВ вызывает разогрев пласта в узкой пространственной зоне (порядка нескольких метров или десятков метров), перемещающейся по пласту к добывающим скважинам [68], причём в этой зоне температура пласта повышается до 300—400°С [44—48, 50—58, 68, 72, 160, 365].

Для моделирования фильтрации пластовых и закачиваемых флюидов при этом методе разработки необходимо знать закономерности изменения взаимодействия поверхности пор с жидкими углеводородами при столь значительном нагреве. В первую очередь, это касается смачиваемости.

Одно из следствий такого нагрева очевидно – это линейное уменьшение поверхностного натяжения на границе нефти с водой или газом, хорошо известное из курса физики пласта [303].

Зависимость же параметров смачиваемости горных пород от температуры исследована явно недостаточно, в особенности – для баженовской свиты. При этом опубликованные выводы о характере такой зависимости для иных пород весьма противоречивы.

Так, в работе [310] считается, что породы теряют свою гидрофильность при нагреве до 100—170°С, и поэтому резервуары «сланцевого газа» вообще трактуются как гидрофобные породы, потерявшие свою гидрофильность и

часть автохтонного органического вещества в процессе катагенеза, за счёт которого и происходит нагревание пород в указанном интервале температур.

В работе [347] проводили опыты на насыпных моделях, набитых раздробленным керном Гальяновского месторождения. Прокачивали воду разной температуры, определяли проницаемость модели по газу и воде при комнатной температуре, а потом для горячей воды. В процессе вытеснения нефти из породы пласта баженовской свиты горячей водой происходило изменение внешнего вида и смачиваемости породы. **Было обнаружено, что обработка водой при температуре 100°С превращает гидрофобную породу баженовской свиты в гидрофильную, хорошо смачиваемую водой**. Сделан вывод, что поверхность пород баженовской свиты сама по себе не является истинно гидрофобной, а гидрофобизирована плёнкой нефти. Как следствие, она может изменять смачиваемость при температурах, близких к пластовым, за счёт изменения толщины и свойств этой плёнки.

Эксперименты по влиянию температуры на смачиваемость проводили и в 1990-х годах [331] на насыпных моделях из смеси глины и кварцевого песка, насыщенных нефтью и водой. Использовали нефть с плотностью 0,87 г/см^3 и содержанием гетеросоединений в 10,2%. Отношение количеств нефти и воды в модели составляло 3 : 1. Модель представляла собой стальную трубу, заполненную глиной, кварцевым песком или их смесью. По длине модели создавали переменное по пространству поле температур: 50°С на её концах и 140°С – в середине. Модель насыщали смесью нефти и воды и при указанных температурных условиях выдерживали в течение пяти суток. В результате опыта выяснилось, что модель породы **гидрофобизировалась**, причём при разных температурах достигалась разная степень гидрофобизации поверхности породы-коллектора; **заметная гидрофобизация происходила при всех температурах, превышающих 100°С.**

В обзоре [330] приводятся результаты исследований изменения смачиваемости в зависимости от роста температуры при термических методах добычи. В ряде экспериментов [349 – 353], как на насыпных песчаных моделях, так и на образцах песчаника, терригенная порода становилась **более гидрофильной**. На насыпных моделях остаточная нефтенасыщенность уменьшалась с ростом температуры, а на образцах песчаника об этом свидетельствовали также и изменения капиллярных кривых. Подобное же утверждение, сделанное на основании качественных соображений, содержится и в работе [46, стр.121].

Однако в ряде экспериментов получены и прямо противоположные результаты – порода становилась **более гидрофобной** по мере повышения температуры, даже при закачке пара [354—356]. В некоторых исследованиях [357] с ростом температуры сначала наблюдалось **увеличение степени гидрофобности**, а **затем её уменьшение** при последующем повышении температуры.

Более однозначные результаты получены в карбонатных породах, которые, согласно результатам практически всех исследователей, с повышением температуры становятся **более гидрофильными [358—361]**.

Существует, однако, и группа специалистов, считающих, что характер смачиваемости никак не зависит от температуры, а эффект повышения температуры сводится лишь к изменению отношения вязкостей вытесняемого и вытесняющего флюидов [362—364].

Вероятнее всего, столь большой разброс результатов определяется тем, что, как указано выше, смачиваемость зависит от многих факторов, по-разному реагирующих на повышение температуры.

Поэтому результат нагрева на изменение характера смачиваемости будет зависеть от температурного поведения всех указанных факторов [330, 706].

Сложный характер влияния температурной зависимости капиллярных эффектов, особенно – с учётом неоднородности строения пласта, отмечается и в классической монографии [303]. Породы БС как раз и характеризуются сильной неоднородностью компонентного состава (смотри **пп. 2.5, 2.6**).

Отметим, что многовариантность зависимости смачиваемости от температуры отмечается и в других областях науки и техники. Из общих физических соображений при возрастании температуры физическое смачивание должно улучшаться из-за увеличения десорбции молекул жидкости с поверхности твёрдой подложки и соответствующего возрастания её поверхностного натяжения. Если ввести температуру $\mathbf{T_{кр}}$, которая имеет смысл критической температуры, при которой резко исчезают структурные различия между совокупностью адсорбционных слоёв и объёмной жидкостью, то при критической температуре $\mathbf{T_{кр}}$ должно достигаться полное смачивание.

Такой ход температурной зависимости в ряде случаев достаточно удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными, например, в системах н-тетрадекана и н-октана с тефлоном; при контакте дистиллированной воды со сталью, ниобием, танталом, никелем; этилового спирта – с фторопластом, воды с нафталином, декана с тефлоном и в системах индий-алмаз.

Но известны и случаи, когда изменение температуры не оказывает какого-либо влияния на краевые углы смачивания: при контакте гексана с тефлоном в широком интервале температур – от 20 до 130°С; этилового спирта и н-гексана с кварцем и стеклом; н-гексана с фторопластом в атмосфере насыщенных паров смачивающей жидкости при изменении температуры от 20 до 200°С; и в этом же интервале температур почти не изменялись краевые углы воды на кварце и в других случаях.

В некоторых системах *при увеличении температуры краевые углы возрастают и смачивание ухудшается:* при контакте воды с графитом и

парафином; в системе этиленгликоль – фторопласт; при приближении к критической температуре при смачивании стекла этиловым спиртом.

Ещё сложнее прогнозировать влияние температуры при химическом смачивании.

Рассмотрим температурные зависимости различных факторов, определяющих характер смачиваемости.

4.3.7.1. Состав породы и её глинистость

Различие в поведении терригенных и карбонатных пород связано с различием их минерального состава. Как уже указывалось, поверхность кварца – основного компонента терригенных разностей – заряжена отрицательно, а карбоната кальция – положительно. Кроме того, поверхность кварца преимущественно имеет кислотную характеристику, а карбоната кальция – щелочную. Соответственно, в указанных породах с поверхностью будут связываться разные компоненты нефти. Поэтому и температурная зависимость взаимодействия флюидов и поверхности пор будет разная. Тем не менее, ситуация более сложна, так как специальные эксперименты показали, что поверхность кварца может притягивать не только щелочные, но и кислотные компоненты пластовых флюидов, а карбонаты – только щелочные [330].

Кроме того, минералы, слагающие породы БС, под действием высоких температур могут изменять свою структуру или даже состав [365], хотя *следует отметить, что, в основном, такие изменения происходят в процессе внутрипластового горения нефти, а не её окисления при ТГВ* [68, 69, 365].

4.3.7.2. Осаждение асфальтенов

Изменение характера смачиваемости в значительной мере определяется осаждением асфальтенов на поверхности пор [330]: их осаждение переводит породу из гидрофильной – в гидрофобную. Поэтому изменение скорости осаждения асфальтенов на поверхности, вызванное вариацией температуры, в свою очередь вызывает заметное изменение и наличие температурной зависимости характера смачиваемости.

При постоянном давлении и возрастании температуры до критической точки происходит рост скорости осаждения асфальтенов, поэтому порода становится более гидрофобной. За этой точкой большая часть асфальтенов переходит в жидкую фазу, и количество осаждённых асфальтенов уменьшается; тогда порода становится более гидрофильной.

То есть изменение смачиваемости породы при нагреве может быть и не монотонным [330].

4.3.7.3. Взаимодействие между глинистыми частицами

Глинистые частицы активно притягивают асфальтены и другие полярные органические молекулы. С ростом температуры увеличивается подвижность молекул асфальтенов, активность поверхности; поэтому степень гидрофобности поверхности глинистой породы должна повышаться. Но с ростом температуры одновременно возрастает и сила отталкивания между глинистыми частицами [330]; тогда число адсорбированных полярных молекул уменьшается, – и степень гидрофобности породы, в принципе, также может уменьшаться: она станет более гидрофильной [330].

4.3.7.4. Устойчивость водных плёнок

Специальные эксперименты [323, 330] показали, что с ростом температуры от 10°C до 30°C толщина водных плёнок на кварцевой поверхности существенно уменьшалась. Это уменьшение было не столь заметно в интервале от 30 до 50°C, но при температурах выше 50°C толщина плёнки резко снижалась, практически до мономолекулярного слоя. **Этот фактор с ростом температуры вызывает рост гидрофобности поверхности**, **поскольку тонкая водная плёнка легче разрывается полярными молекулами нефти.**

4.3.7.5. pH и минерализация

Согласно некоторым экспериментам [330], рост температуры вызывает слабое уменьшение pH, что в терригенных породах может приводить к росту гидрофобности.

В то же время рост температуры вызывает и снижение степени минерализации пластовой воды (за счёт увеличения объёма), что несколько повышает степень гидрофильности породы [330].

4.3.7.6. Краевой угол смачивания

Специальные эксперименты по измерению зависимости угла смачивания от температуры также приводят к несколько различным результатам [330]. В одних экспериментах с ростом температуры поверхность кварца становилась более гидрофобной, а поверхность карбоната кальция – более гидрофильной [360]. В других же при исследовании влияния температуры на поверхностное натяжение и угол смачивания системы кварц/битум/вода [366] получено, что с **ростом температуры смачиваемость системы смещалась в сторону уменьшения гидрофильности; но только до уровня нейтральной.**

4.3.7.7. Анализ изменений смачиваемости на опытных участках применения термических методов

Были предприняты попытки оценить изменение характера смачивания с ростом температуры на ряде опытных участков применения термических методов [330]. Оценка проводилась по ряду качественных показателей: либо по характеру изменения кривых фазовых проницаемостей, либо по изменению остаточной нефтенасыщенности, либо – по изменению характеристик капиллярного впитывания горячей воды с ростом температуры.

На месторождении вязкой нефти Northern Alberta, сложенном гидрофобными песчаниками, осуществлялась закачка пара. Анализ привёл исследователей к выводу, что *порода стала более гидрофильной.*

На сложенном гидрофобными карбонатами месторождении вязкой нефти Oarn Alam (Оман) *при закачке пара и нагреве до 50°С порода была всё ещё гидрофобной, но при нагреве свыше 240°С характер смачиваемости сменился на гидрофильный.*

На месторождении вязкой нефти Ghaba North (Оман), сложенном сильно гидрофобными карбонатами, порода после закачки пара стала частично гидрофильной.

В ряде исследований опытных участков циклической закачки пара был сделан вывод, что в результате такого воздействия порода становится более гидрофильной.

Однако, на месторождении Elk Point Group (Канада) при нагреве циклической закачкой пара в результате прогрева до 162—196°С *порода в окрестности скважины стала более гидрофобной.*

Таким образом, результаты и лабораторных, и промысловых исследований достаточно противоречивы.

Общий вывод состоит, по-видимому, в следующем.

1. Смачиваемость пород определяется большим числом факторов, в числе которых минеральный состав скелета.

2. Все факторы достаточно сложным образом изменяются при нагреве пород, причём изменение некоторых приводит к росту гидрофобности, а других – к росту гидрофильности породы.

3. Некоторые факторы изменяются с ростом температуры немонотонно.

4. Неоднозначность результатов и лабораторных, и промысловых исследований, в которых изучали характер изменения смачиваемости с ростом температуры, обусловлена, видимо, различием:

а) значимости факторов, влияющих на смачиваемость (состава и структуры пород; состава нефтей, в первую очередь, количества и состава асфальтенов, гетероатомных соединений);

б) температурного режима разных опытов;

в) температурного поведения этих факторов при нагреве.

С учётом этих обстоятельств, а также сложного состава и пространственной изменчивости минерального скелета (смотри **п. 2.4.2**), **сложного состава продуктов преобразования ОВ при ТГВ** (смотри **Часть V**, **п. 5.6**), **скорее всего, достоверно предсказать характер изменения смачиваемости пород БС при нагреве для всех условий её залегания на сегодняшний день вряд ли возможно.**

Вопрос этот требует более тщательного исследования, которое пока не проводилось. Возможно, для таких оценок будет перспективен и метод оценки смачиваемости методами ЯМР-релаксометрии [610], более однозначный, чем чисто адсорбционный метод. Результаты работы [610] показывают, что оценки степени гидрофильности пород БС могут быть завышены, и порода, как и оценивается многими исследователями, более гидрофобна.

4.3.8. Пространственное изменение смачиваемости в макромасштабе

Как уже отмечалось выше, характер смачиваемости определяется количеством и составом в пластовых углеводородах асфальтенов, гетероатомных соединений и иных активных компонентов нефти. Поэтому **различие этих показателей на пространственном макромасштабе должно приводить и к изменчивости характера смачиваемости пород баженовской свиты на том же пространственном масштабе.**

Практически все отечественные исследователи полагают, что отложения БС являются нефтематеринскими. Содержащееся же в них органическое вещество подвергалось значительному преобразованию (катагенезу) за счёт воздействия пластовых давлений и температур, происходившего при постепенном погружении пород в процессе формирования осадочного чехла [107, 131, 133, 139—141, 155, 158, 175—177, 187, 218, 22, 230, 234, 257, 259, 261, 306, 309, 312, 367].

Хорошо известно, что **в процессе естественного катагенеза** пластовое органическое вещество претерпевает ряд существенных превращений (смотри **Часть V**, **пп. 5.1—5.3**):

– перераспределение водорода, которое усиливается с ростом температуры и ускоряется в результате каталитического воздействия минеральных компонентов пород;
– потеря нефтью акцессорных компонентов, в первую очередь, S, N, O;
– уменьшение удельного веса нефти;
– снижение содержания смол;
– возрастание количества лёгких фракций;
– увеличение доли метановых углеводородов (в том числе парафина);
– декарбоксилирование с образованием УВ;

– разукрупнение молекул с образованием более низкомолекулярных, в частности – углеводородных продуктов (в том числе газов, которые образуются в огромном количестве);
– изомеризация присутствовавших ранее углеводородов в более устойчивые соединения.

Характерно, что катагенетические преобразования происходят и при миграции уже образовавшейся микронефти, если такая миграция имеет место [367]. При миграции также происходят реакции изомеризации, перераспределения водорода, частичная деструкция и метанизация нефти [367].

В то же время поле пластовых температур на огромной территории распространения свиты пространственно крайне неоднородно, что вызывает достаточно сложное пространственное распределение степени катагенетического преобразования органического вещества (смотри **Часть V**, **п. 5.4**). Поэтому и состав нефти, взаимодействующей с поверхностью пустот породы, будет значительно изменяться по латерали. Соответственно, это должно вызывать и **пространственную макромасштабную неоднородность характера смачиваемости пород баженовской свиты.**

Влияние степени катагенетических преобразований исследовалось в лабораторных условиях на гидрофобных образцахWoodford Shale, сухих и водонасыщенных [329]. Первоначально образцы не были катагенетически преобразованы. В ходе эксперимента их выдерживали в течение трёх суток при температурах 300, 333, 367 и 400°C, тем самым получив образцы с различной степенью катагенетического преобразования органического вещества. Отмечено понижение гидрофобности породы при росте степени катагенеза, хотя все образцы в рассмотренном интервале температур остались в целом гидрофобными.

Насколько можно судить по литературным данным, для БС подобные исследования пока не проводились и возможные вариации смачиваемости в макромасштабе не оценивались.

4.4. Некоторые проблемы создания модели фильтрации в породах БС

4.4.1. Факторы, осложняющие моделирование фильтрации жидкости в породах БС

Материалы, представленные в Частях III и IV, приводят к выводу, что описание структуры пустотного пространства пород БС и

фильтрации в нём флюидов (особенно многофазной), представляет собой трудную задачу, которой пока не уделялось должного внимания.

Трудности в моделировании фильтрации жидкости в породах БС, даже при постоянной температуре пласта, связаны со следующими факторами:

1. Многообразие типов пустотного пространства – поры, каверны, трещиноподобная пустотность (смотри **п. 4.1.4**).

2. Искривлённость траекторий «трещин» и их залеченность ОВ, силицитами, карбонатными минералами, пиритом и так далее (смотри **пп. 3.7**, **3.8.5**); вообще «запутанность» порового пространства [767, 769].

3. Значительная шероховатость стенок «трещин», обуславливающая их слабую сжимаемость (смотри п.3.9).

4. Значительная разница величин диаметров:

– пор (от десятков нанометров до10 мкм, а иногда и более – смотри **п. 4.1.6.2**);

– устьев пор (составляющих от единиц до нескольких десятков нанометров – смотри **п. 4.1.6.3**);

– размеров каверн (от единиц до сотен мкм, достигающих 500 мкм, смотри **п. 4.1.6.4**);

– соединяющих каверны каналов (составляющих те же десятки нанометров);

5. Наличие значительного числа тупиковых пор (смотри **п. 4.1.4.5**).

6. Малая величина динамической пористости, составляющей лишь несколько первых процентов, при наличии значительного объёма пород с динамической пористостью даже менее 1% (смотри **п. 4.1.4.5**).

7. Значительная гидрофобность поверхности пород БС, что даже при изотермической фильтрации может в принципе приводить к нелинейному закону течения (смотри ниже **п. 4.4.2**).

8. Ещё сложнее ситуация при нагреве пласта при ТГВ, что вызвано возможным изменением характера смачиваемости пород при повышении температуры, и, соответственно, пространственным изменением всех характеристик двухфазной фильтрации (смотри **пп. 4.3.7**, **4.4.3**).

9. Многоуровневый характер фильтрационной неоднородности, который представляет значительные трудности для описания и моделирования.

10. Многообразие типов течения: ввиду сложного строения пустотного пространства пород БС в нём реализуются все возможные типы гидродинамических течений: от свободномолекулярного течения до течения Навье–Стокса, что отмечается в обзоре [769]; следовательно, для описания фильтрации на разных пространственных масштабах, в принципе могут потребоваться различные системы уравнений.

4.4.2. Влияние малых размеров пор и смачиваемости на движение флюидов в породах БС

4.4.2.1. Отклонение закона фильтрации в БС от классического

Причины возможной нелинейности при однофазной фильтрации жидкости в породах БС

Если сопоставить приведенные выше значения толщин адсорбционных слоёв с диаметрами устьев пор (смотри **п. 4.1.6.3**), то очевидно, что **в глинисто-битуминозных породах БС устья поровых каналов скорее всего меньше потенциальных толщин адсорбционных слоёв, как воды, так и тем более нефти, в большинстве случаев.**

Это означает, что даже однофазное течение в не трещинных породах баженовской свиты, скорее всего, будет иметь нелинейный характер, что будет справедливо и для микротрещин с малой раскрытостью.

Наличию увеличенных толщин адсорбционных слоёв способствует и сложный характер УВ жидкости, фильтрующейся по фильтрационным каналам БС. Сложный состав пластовой УВ-системы характерен как в отсутствие искусственного нагрева (смотри **п. 5.3**)**. так и при наличии сложной смеси продуктов термодеструкции ОВ** (смотри **пп. 5.6.3.4—5.6.3.15).**

Хорошо известно [333, 342—344], что при движении некоторых жидкостей в пористой среде проявляются нелинейные эффекты, даже в традиционных коллекторах. Они характерны для флюидов, которые либо сами за счёт некоторой внутренней структуры обладают псевдопластическим реологическим поведением даже в свободном объёме; либо когда флюиды структурируются в пустотах за счёт взаимодействия с пористой средой в узких фильтрационных каналах. К таким типам флюидов относятся:

– вода, движущаяся в глинах и глинизированных породах;
– нефть, содержащая значительное количество асфальтосмолистых веществ[323];
– парафинистые нефти при пониженных температурах;
– коллоидные растворы и полимеры и тому подобное.

Степень проявления нелинейных эффектов в пористой среде может быть весьма различной в зависимости от конкретных геологических условий.

Первый механизм возникновения нелинейности в свободной жидкости, скорее всего, в породах БС не реален (смотри подробнее в **п. 5.8**).

Нелинейность фильтрации флюидов в породах БС в основном обусловлена взаимодействием пластового флюида и поверхности узких пор. В порах с диаметром несколько десятков нанометров (то есть характерных для

устьев пор – смотри **п. 4.1.6.3**) течение флюидов значимо отличается от классической теории фильтрации [737, 738, 769, 771, 792]. В связи с этим необходимо отметить следующее.

1. Известно, что характер фильтрации флюидов (находящихся в объёме, хотя бы один из размеров которого по порядку величины равен нескольким диаметрам молекул), существенно отличается от фильтрации флюидов в свободном объёме [771]. Численные эксперименты, проведённые с помощью метода Монте-Карло или методов молекулярной динамики, показали, что флюиды, находящиеся в щелевой поре с указанной выше раскрытостью, оказывают на стенки поры давление, периодически меняющееся по пространству, с периодом, равным примерно диаметру молекул [771]. Показано, что при определённых условиях флюиды могут покидать пору или проникать в неё целыми слоями, то есть перенос флюида может иметь «квантованный» характер [771]. Также обнаружено, что сдвиговое напряжение, тангенциальное стенкам поры, имеет пилообразное пространственное распределение; причём это пилообразное напряжение коррелирует с вероятностью перехода между состояниями с высокой и низкой степенью структурирования флюида. Для некоторых жидкостей это соответствует переходам между твёрдым и жидким состоянием, или между жидким и твёрдым, – но с увеличенным сдвиговым напряжением [771].

2. Условия фазовых переходов расслаивания для веществ, адсорбированных в узких порах, существенно отличаются от условий сосуществования макроскопических фаз [737, 738]. Потенциал стенок пор меняет условия капиллярной конденсации, уменьшая критическую температуру. На распределение молекул по сечению узких пор, на агрегатное состояние флюида, на механизм его транспорта сильное влияние оказывает потенциал поверхностных сил, действующих на стенки пор, что нарушает исходные положения стандартных гидродинамических уравнений [737, 738].

3. Вообще говоря, уравнения гидродинамики не применимы к процессам переноса в узких порах – из-за наличия резких градиентов плотности и скоростей как по нормали к поверхности, так и вдоль направления течения, если реализуется капиллярная конденсация. В таких порах все транспортные характеристики адсорбата отличаются от их значений в объёмах паровой и жидкой фаз [737].

4. При движении воды по капиллярам наличие на их стенках адсорбированных молекул ОВ приводит к увеличению скорости потока жидкости, что обусловлено наличием скольжения на межфазной поверхности [739]. Ранее скольжение вдоль стенок пор учитывалось только для разреженных газов – ввиду зеркального отражения молекул от стенки. В плотном флюиде, в узких порах, эффект скольжения также необходимо учитывать [738, 746, 769]. В этом случае скольжение обусловлено поверхностной подвижностью молекул вдоль стенки [737, 738], то есть поверхностной диффузией [769], представляющей собой усреднённое движение под действием градиента концентрации адсорбированных частиц. В

этом случае необходимо изменить граничное условие на стенке капилляра, учитывая степень отклонения от полного прилипания – введением специального параметра, называемого длиной проскальзывания. Она представляет собой расстояние, при экстраполяции на которое взвешенный профиль скорости даёт нулевую скорость [739, 769].

Это обстоятельство может быть существенным при ТГВ, поскольку адсорбированные частицы в ультрамалых порах могут стать подвижными в результате термической активации. Отметим, что согласно данным обзора [769], для переноса газовой фазы в порах размера около 10 нм (и менее) поверхностная диффузия превалирует над вязким и свободномолекулярным механизмами переноса.

5. Необходимость корректного описания фильтрации для ТГВ возрастает ещё и потому, что закономерности фильтрации в пустотном пространстве пород БС связаны с кинетикой химических реакций, составляющих основу ТГВ. Дело в том, что коэффициенты химических реакций, определяемые из экспериментов,выполненных в пространственном макромасштабе, могут не соответствовать тем, которые справедливы для сложного микромасштабного порового пространства пород [767, 769], поскольку при малых масштабах возрастают градиенты концентраций компонентов флюида и сопротивление переносу вещества, то есть продуктов реакции из места их генерации. В ряде исследований было показано, что **при моделировании химических реакций в пористой среде необходимо использовать кинетику, рассчитанную с учётом структуры, характерных размеров порового пространства и особенностей процесса переноса в микропорах** (смотри библиографию в обзоре [767])**.**

6. Существует огромное число работ, в первую очередь Г.И. Баренблатта, В.М. Ентова, А.Х. Мирзаджанзаде [например, 338—344], в которых изучается течение флюидов для случая, когда динамическая вязкость (**μ**) является функцией градиента сдвига (**Γ**) или напряжения сдвига (**τ**), при этом рассматриваются различные модели таких жидкостей. В принципе, в различных опубликованных работах уже рассмотрены важнейшие для разработки месторождений вопросы:

– реологический режим потока при различных допущениях о реологии жидкостей, в том числе при изменении вязкости в зависимости от градиента давления;
– характер возникающих сдвиговых деформаций;
– совместное действие реологического режима и граничных эффектов;
– различные методы моделирования движения неньютоновских жидкостей;
– механизм возникновения зависимости сдвига от градиента давления и времени;
– специфические особенности граничных и пристенных эффектов и так далее, и тому подобное.

В работах [338, 339, 342—344] рассмотрены математические модели для описания движения неньютоновских жидкостей в каналах сложной формы и при наличии свободных поверхностей и границ раздела; исследовано влияние поверхностного натяжения и газовых включений. Разработана методика экспериментального исследования реологических свойств тиксотропных материалов с учётом их пристенного скольжения и предложен способ определения реологических параметров.

Однако все эти исследования посвящены рассмотрению классических, в основном – терригенных коллекторов, тогда как в баженовской свите (как видно из материала **п. 4.1.6.3**), **диаметры устьев пор намного меньше, чем в классических коллекторах (от единиц до сотен нанометров).**

Какова будет толщина адсорбционных слоёв в столь тонких пустотах различной геометрии? Какова структура слоёв, их свойства? Каков закон течения в таких фильтрационных каналах с адсорбированной плёнкой углеводородов? Всё это для БС требует отдельного специального рассмотрения.

Насколько можно судить по опубликованным данным, вопрос о **влиянии адсорбционных нефтяных слоёв на фильтрацию нефти в БС, даже однофазную, пока практически не исследован. Сама возможность нелинейности фильтрации флюидов в БС до настоящего времени должным образом не рассматривалась**. В работах, в которых вообще моделировалась фильтрация флюидов в БС [46, 48, 54, 58, 123, 151, 153, 281, 300, 489, 657], использовалась классическая схема описания фильтрации Бакли – Леверетта; **нелинейные эффекты не учитывались, возможность и обоснованность пренебрежения этими явлениями также не изучена**.

Эксперименты по обнаружению нелинейной фильтрации жидкости

В принципе, нелинейный характер фильтрации в низкопроницаемых породах в экспериментах фиксируется даже для газа: как ранее [664], так и в современных исследованиях, например, образцов ачимовских отложений Уренгойского месторождения [791]. В последнее время этот эффект получен и при исследовании фильтрации воды и нефти в низкопроницаемых кернах Приобского месторождения [740, 741] – смотри результаты этих работ ниже, в следующем подразделе (**рис. 4.4.2** и **4.4.3**).

При этом характер закона нелинейности фильтрации в той области, в которой течение не соответствует закону Дарси, может существенно изменить и величину КИН, и время разработки [742]. На Приобском месторождении зона возможного проявления нелинейного закона фильтрации охватывает все породы с проницаемостью менее 6 мД [742].

Усложнение закономерностей многофазного течения жидкости при переменной смачиваемости

Необходимо отметить, что в случае движения нескольких фаз намного сильнее проявляется нелинейность фильтрации, обусловленная пространственной неоднородностью смачиваемости.

Напомним, что наличию нелинейности фильтрации способствует и **переменный характер смачиваемости поверхности порового пространства,** что в БС, хотя и в небольшой степени, но должно иметь место:

– ввиду наличия той или иной начальной водонасыщенности;

– из-за сильного различия соседствующих микрочастиц различных силицитов, карбонатов, глин и ОВ [смотри **п. 2.4**];

– из-за шероховатости поверхности [706].

Последнее обстоятельство можно проиллюстрировать **рисунком 4.4.1** из обзора [706]: локальный угол смачиваемости зависит от локального наклона шероховатой поверхности. **В зоне выступа стенок канала структура адсорбционных слоёв совершенно иная, чем в углублениях.**

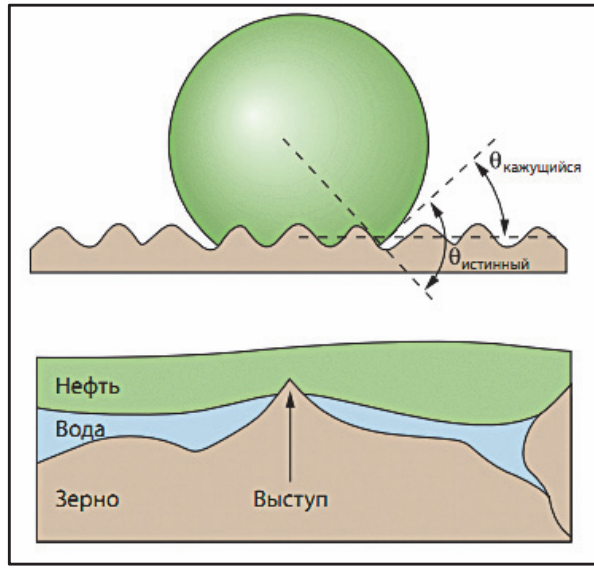


Рис. 4.4.1. Влияние шероховатости стенок фильтрационных каналов на неоднородность смачиваемости [706]

Хотя на БС нет водоносных частей, смачиваемость, как следует из приведённых выше данных, должна изменяться на микроуровне и по латерали, и по вертикали – в зависимости от состава пород, состава ОВ, шероховатости стенок каналов и иных факторов. Это должно вызывать появление отклонений

от закона Дарси. При ТГВ наличие двухфазной фильтрации обусловлено наличием газов горения и воды, образующихся при химических реакциях (мотри часть V); неоднородность смачиваемостидолжна вызывать снижение коэффициента вытеснения нефти водой и газами горения при ТГВ.

Влияние характера смачиваемости пород на фильтрационные параметры двухфазной фильтрации была показана во многих работах, – например, в экспериментах, проведённых Н.Н. Михайловым с сотрудниками [325]. В этой работе установлено, что отношение проницаемости смачивающей фазы, при 100%-ом заполнении ею пористой среды, к абсолютной газопроницаемости зависит от площади смачивающей поверхности и диапазона диаметров смачиваемых каналов.

По этой причине **для случая двухфазной фильтрации вид относительных фазовых проницаемостей существенно зависит от этих же факторов**. В частности, **для коллекторов пластов ЮК$_{10\text{-}11}$ установлено наличие четырёх типов относительных фазовых проницаемостей по вытесняющей воде; причём вид кривых меняется от выпуклого до вогнутого.** Получение того или иного типа кривых зависит от того, какие элементы структуры пустотного пространстваявляются смачиваемыми водой: проводящие капилляры (малые пустоты) или крупные поры [325].

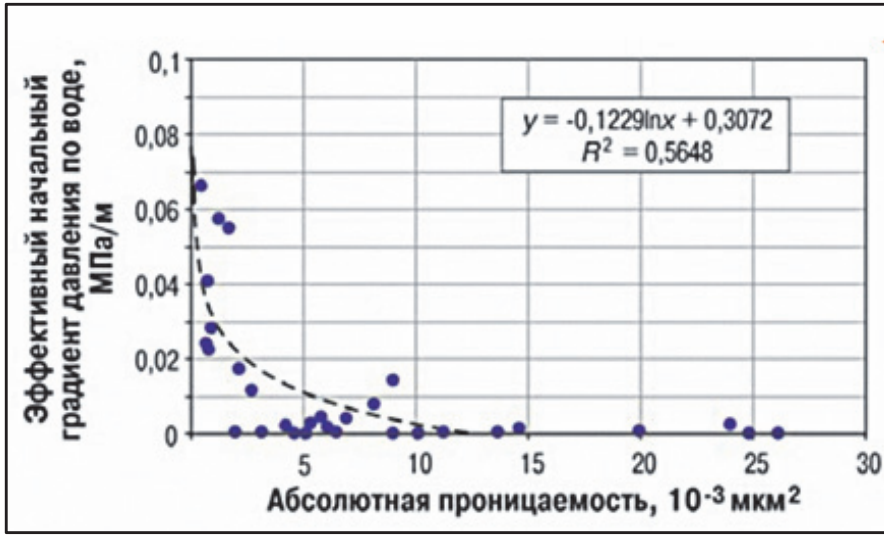


Рис. 4.4.2. Зависимость эффективного начального градиента давления от абсолютной проницаемости для воды, полученная на керне с остаточной нефтенасыщенностью Приобского месторождения [741]

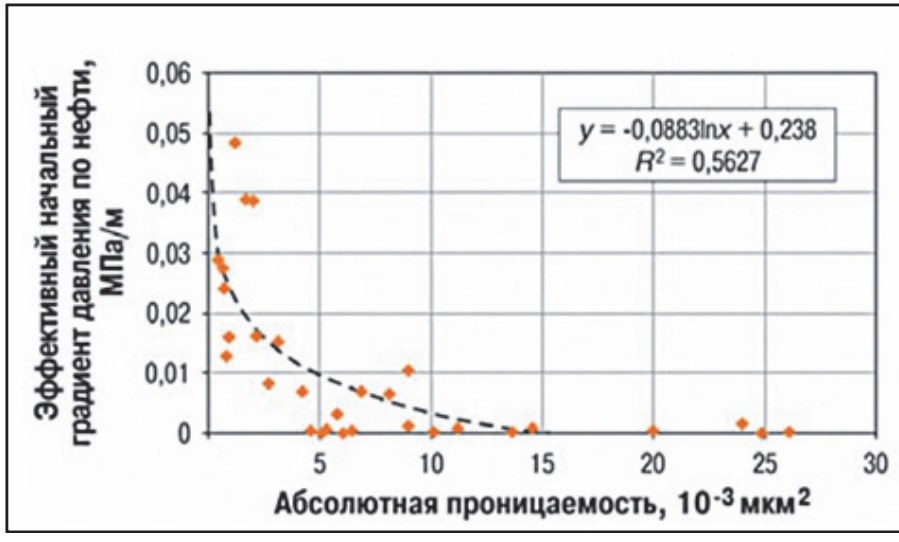


Рис. 4.4.3. Зависимость эффективного начального градиента давления от абсолютной проницаемости для нефти, полученная на керне с остаточной водонасыщенностью Приобского месторождения [741]

Помимо цитированных работ Н.Н. Михайлова и иных исследований, на микроуровне такие явления экспериментально подтверждены Н.В. Чураевым [702]; например, обнаружено появление начального градиента при вытеснении воздуха водой из капилляра с переменным по длине характером смачиваемости стенок. На границе зон с различным характером смачиваемости необходимо совершить дополнительную работу по изменению кривизны границы раздела фаз, что и приводит к необходимости приложить дополнительное давление для преодоления капиллярного сопротивления и начала движения флюидов.

Насколько пространственная изменчивость характера смачиваемости пород БС, а также – возможное наличие нелинейности фильтрации значимы для разработки баженовской свиты, как они влияют на величину коэффициента вытеснения нефти в БС при ТГВ (газами, закачиваемой водой) – пока, судя по опубликованным данным, детально не исследовалось.

Вопрос этот выходит далеко за рамки рассмотрения только добычи УВ из пород БС методом ТГВ. Он существенен при любом методе её разработки. Кроме того, сходные с БС породы распространены и в мире, и в России (смотри **п. 1.2**), **а потенциальные ресурсы УВ в этих отложениях – огромны** (смотри **п. 1.2.3**).

Таким образом, изучение фильтрации флюидов в порах и трещинах с нанометровым масштабом раскрытости при учёте взаимодействия УВ флюидов с поверхностью этих фильтрационных каналов является одним из важнейших вопросов для создания корректной методики разработки этих углеводородных ресурсов в будущем.

4.4.2.2. Возможная нелинейность фильтрации газа в пустотном пространстве пород БС

На первый взгляд, особенности течения газа по нанокапиллярам не имеют отношения к БС, в которой нет больших количеств свободного газа. Однако если рассматривать возможности ТГВ, то в этой технологии в пласт закачивается воздух, появляются газы горения, и особенности фильтрации газа в фильтрационных каналах малого диаметра рассматривать необходимо.

Особенно это важно в области за фронтом окисления (горения), по которой закачивается воздух.

В узких порах, с диаметром несколько десятков нанометров (то есть характерных для устьев пор – смотри **п. 4.1.6.3**), **течение газов отличается от классической теории фильтрации даже сильнее, чем для жидкостей** [737, 738, 769, 771, 792]**.**

Прежде всего при фильтрации газа необходимо учитывать процессы адсорбции и десорбции газа [849].

В нанопорах отклонения от закона Дарси для фильтрации газа крайне существенны; характер течения определяется величиной отношения длины свободного пробега молекул газа к радиусу поры (число Кнудсена $\mathbf{K_k}$). При величине $\mathbf{K_k}$ в интервале 0—10^{-3} основным механизмом переноса газа является поверхностная диффузия; при числе Кнудсена от 10^{-3} до 10^{-2} перенос осуществляется по механизму классической диффузии, описываемой законом Фика (в этом режиме столкновение молекул происходит в основном между собой); интервал величин $\mathbf{K_k}$ 10^{-2}—10 соответствует переходному режиму диффузии (когда молекулы сталкиваются и между собой и со стенками пор), а при больших величинах $\mathbf{K_k}$ столкновение молекул преимущественно происходит со стенками пор, именно такой режим называется диффузией Кнудсена [746, 783, 792, 850]. Совершенно различны выражения для коэффициентов диффузии при режиме Фика и Кнудсена [746, 783, 792, 850]. Кроме того, при диффузии Кнудсена наблюдается проскальзывание газа – при контакте с поверхностью породы возникает скольжение молекул газа и, следовательно, ускорение молекул.

Учёт различных подобных молекулярных эффектов приводит к появлению «кажущейся проницаемости», отличающейся от величины, предсказываемой законом Дарси, причём кажущаяся проницаемость больше

классической. Существует много различных моделей кажущейся проницаемости, отличающихся учётом тех или иных механизмов переноса газа [851, 852].

Классическая проницаемость не зависит от давления, температуры и состава газа; в нанопорах ситуация иная: кажущаяся проницаемость, согласно данным работы [792], сильно зависит от величины пластового давления и радиуса пор – в первую очередь, за счёт эффекта проскальзывания газа (смотри **рисунки 4.4.4, 4.4.5, 4.4.6**).

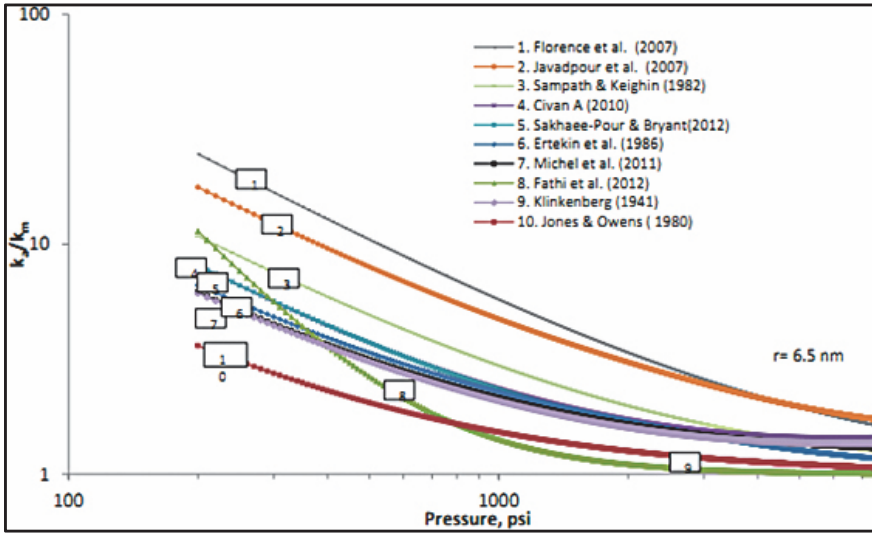


Рис. 4.4.4. Зависимость от среднего давления отношения кажущейся и абсолютной проницаемости для радиуса пор, равного 6,5 нм [792]

Для последовательного учёта реальных физических факторов, определяющих движение газов в узких порах, используют молекулярные модели и методы физической кинетики [737].

При двухфазной фильтрации газа в узких порах отклонения от классического представления о фильтрации могут быть таковы, что наблюдается эффект «капиллярного запирания газа» [778]. Он заключается в том, что точки критического водо- и газонасыщения на оси водонасыщенности могут располагаться так, что между ними вообще не будет никакого течения, то есть кривые фазовой проницаемости для газа и воды не пересекаются [778], а разнесены друг от друга.

Такие эффекты могут иметь место в породах БС, в частности – при фильтрации продуктов термолиза ОВ, в первую очередь – газов горения (смотри **п. 5.6.3**). **Эти газы фильтруются по каналам, насыщенным углеводородами и частично – водой, поэтому в порах малого диаметра эффект запирания может иметь место.**

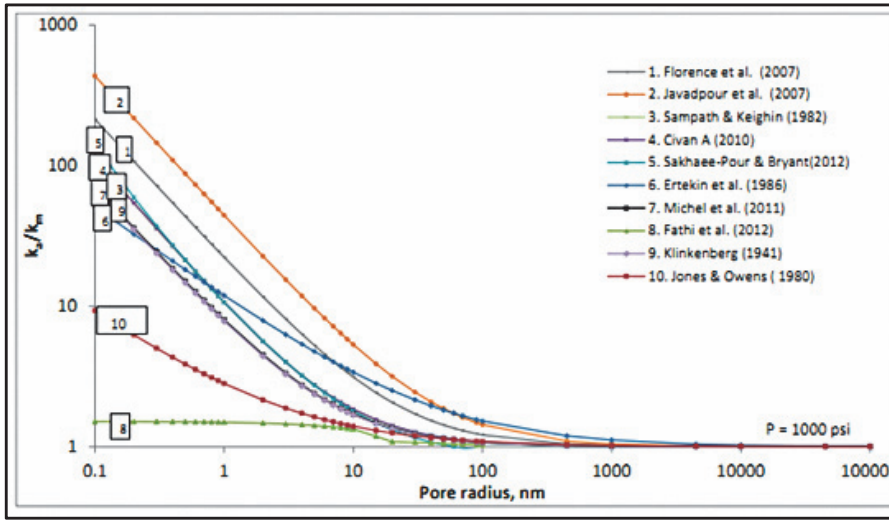


Рис. 4.4.5. Зависимость от радиуса пор отношения кажущейся и абсолютной проницаемости для давления 6,89 МПа [792]

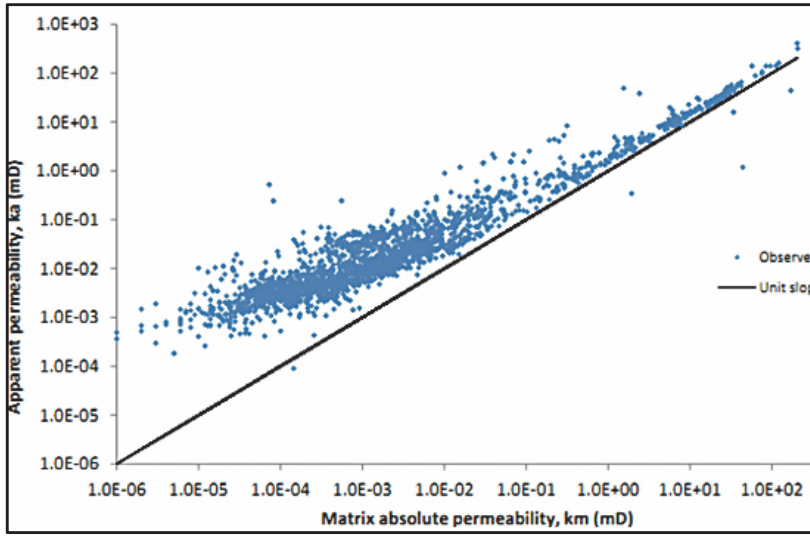


Рис. 4.4.6. Зависимость кажущейся проницаемости от абсолютной проницаемости для пород отложений Mesaverde [792]

По тем же причинам, по которым в породах БС возникают отклонения от закона Дарси, должны возникать и отклонения от закона Фика для диффузии [769, 771]**.**

Классический коэффициент диффузии в слоях, параллельных стенкам пор, возрастает с увеличением удаления от стенок и с увеличением раскрытости щелевой поры. Если раскрытость поры равна толщине всего одного монослоя, то диффузия приобретает нелокальный характер [771].

Если поры в керогене (нанометрового масштаба) образуют связную систему, по которой может фильтроваться газ, то такая фильтрация происходит при малых числах Рейнольдса и больших числах Кнудсена [779, 784]. Поэтому можно ожидать, что в этом случае фильтрация в керогеновых порах не будет подчиняться классическому закону Дарси. Скорее, массоперенос будет иметь характер диффузии Фика, Кнудсеновской и поверхностной диффузии [779].

Соответственно, в породах, слагающих залежи «сланцевого» газа, компьютерные программы, описывающие фильтрацию газа, включают моделирование диффузии газа в керогеновых порах, десорбцию газа с поверхности керогена и течение в нанопорах [784, 792].

В этом случае в гетерогенной поровой среде будут происходить процессы переноса, имеющие нелинейный характер; и для численного моделирования таких сложных процессов требуются специальные методики перехода на укрупнённый масштаб.

В области перед фронтом окисления (горения) газы горения будут фильтроваться по породе, насыщенной флюидами (в основном – нефтью).

Закономерности такого течения газа в наноразмерных порах пород БС, механизм и величина коэффициента вытеснения нефти газами горения из пор и трещин субмикронного и наноразмерного масштаба для БС не исследовались.

Следует отметить также, что при нелинейной фильтрации в случае применения ТГВ необходимо учитывать и зависимость вязкости флюидов от температуры, и зависимость от температуры параметров нелинейной фильтрации, например, начального градиента [854]. По некоторым данным [854] величина начального градиента уменьшается с температурой экспоненциально, с декрементом спада, равным для некоторых нефтей 0,1—0,4 1/град.

Насколько можно судить по опубликованным работам, для пород БС подобные явления (или иные, обусловленные гидрофобным характером поверхности пород БС, или малым диаметром фильтрационных каналов, или совместным влиянием обоих факторов) только начинают рассматриваться [747]**. Обоснованной математической модели переноса газа в породах БС и сходных с ними пока не разработано.**

Такие эффекты существенны и для различных низкопроницаемых газонасыщенных пород в РФ (смотри **пп. 1.2.2, 1.2.3**).

4.4.2.3. Значимость пространственной неоднородности смачиваемости, обусловленной пространственным распределением температуры

Весьма существенным является влияние смачиваемости пород при ТГВ.

Во-первых, при ТГВ в БС появляется многофазная фильтрация: в пласт закачивается воздух; часто закачивается и вода; образуются газы горения. Пространственная неоднородность смачиваемости сказывается на характере многофазного течения сильнее, чем однофазного (смотри выше).

Во-вторых, создаётся поле температур, переменное по пространству и времени. Как следует из данных **п. 4.3.7**, изменение температуры может приводить к изменению характера смачиваемости, а изменение смачиваемости влечёт за собой изменение всех традиционных характеристик многофазной фильтрации: остаточных насыщенностей, кривых фазовых проницаемостей и капиллярных кривых, коэффициентов вытеснения и так далее, и тому подобное.

На важность такого фактора указано ещё в классическом учебнике Ш.К. Гиматутдинова [303]. В этой монографии утверждается, что при введении тепла в неоднородную породу в ней могут возникать явления, оказывающие отрицательное влияние на нефтеотдачу, в том числе, интенсификация капиллярных процессов пропитывания на фронте вытеснения в неоднородных породах, что в некоторых случаях может приводить к снижению коэффициента вытеснения.

При ТГВ, за счёт появления пространственного распределения температуры в пласте, появляется и пространственная неоднородность смачиваемости уже в мезо- и макромасштабе. Подобная неоднородность скорее всего вызывает изменение характера вытеснения углеводородной жидкости водой и величин всех параметров, характеризующих двухфазную фильтрацию, даже в классической теории двухфазной фильтрации.

При численном моделировании фильтрации в породах БС такая ситуация обязательно требует учёта капиллярных сил, то есть отказа от простой схемы Бакли-Леверетта (БЛ-модель [711]) и перехода к усложнённой модели Маскета-Леверетта (МЛ-модель [711]), в изотермическом случае приводящей к уравнению Раппопорта-Лиса [342—344, 707, 708]. Соответствующая, более сложная, модель, названная «Тепловой моделью Маскета-Леверетта» (МЛТ-модель [711]), учитывает явно зависимость капиллярных сил от температуры.

Соответствующие уравнения в общем виде давно выписаны [342—344, 707]. Однако для классических коллекторов и изотермического случая капиллярные силы обычно считаются пренебрежимо малыми, и рассматривается только схема Бакли-Леверетта [342—344]. То же

предположение делается обычно и при неизотермической фильтрации [707—710, 712]. Если неизотермический характер фильтрации и учитывается, то чаще всего только введением температурной зависимости вязкости [707] и фазовых проницаемостей [710] без учёта капиллярного давления. Если же капиллярное давление всё-таки учитывается, то для упрощения считается не зависящим явно от температуры [708, 709], а определяется только величиной насыщенности в каждой пространственной точке, как и в изотермическом уравнении Рапопорта-Лиса.

Если учитывать зависимость капиллярных сил от температуры, то в уравнении Рапопорта-Лиса появляется новый член, содержащий градиент температуры. Коэффициент при этом члене зависит от производных по температуре двух величин: угла смачивания и коэффициента поверхностного натяжения. Новое уравнение, видимо, потребует корректировки системы аппроксимации и схемы численного решения. Значимость нового члена и величина вызванного им изменения пространственно-временного распределения температуры и насыщенности будут определяться характером зависимости от температуры угла смачивания и коэффициента поверхностного натяжения, что может быть определено лишь при тщательном экспериментальном исследовании.

Помимо этого, если фильтрационный канал насыщен смачивающим флюидом, то отличие свойств пристеночного слоя флюида, по сравнению с его свойствами в объёме, может при нагреве породы вызывать появление специфического течения пристеночной жидкости. Этот эффект является дополнительным к явлению проскальзывания жидкости в узких капиллярах в изотермическом случае, отмеченного выше. Вероятно, такое течение (как указано в работе [712]) аналогично тепловому скольжению газа. Однако этот эффект только упоминается [712]. Похоже, наличие и значимость такого явления при тепловом воздействии на нефтеносный коллектор серьёзно не исследовались.

Насколько при моделировании ТГВ можно будет пренебречь капиллярными силами вообще, или не учитывать явную температурную зависимость капиллярных сил – неясно, поскольку и капиллярные явления для пород БС, и методика их пространственного осреднения для таких сложных сред практически не исследованы.

Соответственно, насколько можно судить по литературным данным, практически не исследовано и влияние пространственной неоднородности смачиваемости на фильтрацию в мезо- и макромасштабе; причём не только конкретно для пород БС. В работах, посвящённых этой тематике, рассматривалось, главным образом, различие фильтрации в чисто гидрофильной и чисто гидрофобной породе.

Следовательно, для ТГВ изменение характера смачиваемости при нагреве пород, влияние пространственного изменения смачиваемости по длине пласта (возникающего за счёт прогрева перемещающимся фронтом

окисления УВ) является одним из крайне важных факторов, определяющих не только характер течения флюидов, но и вообще эффективность этого метода. Этот вопрос нуждается в тщательном специальном исследовании.

Отметим, что изучение смачиваемости на микроуровне в столь сложных породах, как породы БС, очевидно, необходимо проводить с применением современных экспериментальных методов. Они могут включать, в частности, следующие виды работ:

– изучение поверхностей фильтрационных каналов методами атомно-силовой микроскопии;
– исследование трещиноватых образцов с помощью двумерной радионуклидной визуализации;
– измерение диэлектрической проницаемости породы, в сочетании с её моделированием в рамках теории эффективных сред;
– использование различных вариантов ЯМР-исследований (в том числе основанных на оценке коэффициента диффузии [706]), применение рентгеновской компьютерной томографии (смотри ссылки на ряд работ в этом направлении в диссертации [743, стр.25]).

4.4.2.4. Выводы по разделу 4.4.2

1. Совокупность информации о строении и характерных размерах пустотного пространства пород БС приводит к выводу, что закономерности фильтрации (как однофазной, так и двухфазной) флюидов на микроуровне скорее всего будут существенно отличаться от классических представлений.

2. Ввиду важности вопроса необходимо обобщение имеющихся исследований особенностей массопереноса в микропустотах различного диаметра и конфигурации – в породах, сходных с БС, а также в тонкопористых фильтрах.

3. На основании структуры пустотного пространства пород, получаемой в последнее время с помощью рентгеновской томографии (смотри **п. 4.4.3**), необходим цикл работ по численному моделированию процессов массопереноса в породах баженовской свиты **на микроуровне**, с учётом:

– сложного компонентного состава пластовых УВ систем (смотри **пп. 5.1—5.5**);
– сложной конфигурации пустотного пространства;
– различного диаметра фильтрационных каналов (смотри **п. 4.1**);
– взаимодействия пластовых флюидов с поверхностью пустот при её однородности по пространству пустот (смотри **п. 4.3**);
– переменного по пространству пустот характера взаимодействия с поверхностью (смотри **пп. 4.3.7, 4.3.8**);
– шероховатости стенок пустотного пространства;
– наличия тупиковых пор;

– многокомпонентной одно- и многофазной фильтрации, а также молекулярной и конвективной диффузии.

4. Цель таких работ состоит в математической и физической формулировке полной системы уравнений массопереноса в пустотном пространстве пород БС на микроуровне.

4.4.3. Некоторые подходы к построению модели пустотного пространства пород БС

4.4.3.1. Некоторые особенности пустотного пространства пород БС

Совокупность материалов, приведённых в **Частях III** и **IV,** приводит к предположению, что **фильтрационная модель структуры пустотного пространства пород БС, вероятнее всего, более соответствует иерархической системе фильтрационных каналов различного пространственного масштаба, сходных с кровеносной сосудистой системой, но усложнённой наличием различных полостей, моделирующих микрокаверны и каверны.**

Сечение каналов – скорее всего, эллиптическое, при различной величине аспектного отношения, распределённого по некоторому статистическому закону. Стенки каналов – шероховатые, некоторое количество каналов являются тупиковыми. Поверхность каналов при пластовых условиях преимущественно гидрофобна.

Порода между каналами представляет собой поровую среду с очень низкой проницаемостью, и скорее всего, при изотермической фильтрации массообмен между этой частью пород и каналами невелик или вообще отсутствует.

Такое представление близко к классической модели «двойной пористости». Отличие в основном состоит в нескольких следующих факторах.

1. В классической модели «двойной пористости» размеры блоков обычно предполагаются примерно одинаковыми и равными некоторому среднему значению; для БС, скорее всего, такое предположение может быть недопустимо, а размеры блоков будут распределены статистически.

2. В классической модели «двойной пористости» высокопроницаемая среда обычно рассматривается как система классических трещин, образованных в однородной среде; в БС это, видимо, не так: высокопроницаемая среда – это система фильтрационных каналов достаточно сложной конфигурации; их скорее можно назвать «трещиноподобной пустотностью».

3. В классической модели «двойной пористости» высокопроницаемая среда чаще всего рассматривается как геометрически регулярная

система трещин; в БС – это, скорее всего, статистически распределённая стохастическая система каналов.

Подобная модель, разумеется, является лишь умозрительной. Окончательная формулировка фильтрационной модели пород БС на микроуровне должна быть определена только по реальной морфологии пустотного пространства таких пород на разных пространственных масштабах.

Затем для сокращения времени расчётов возможен уже переход к её упрощённому модельному описанию.

4.4.3.2. Необходимость создания корректной модели структуры пустотного пространства пород БС на микроуровне

Возникает резонный вопрос – а насколько необходимо создание корректной модели пустотного пространства пород БС и процессов фильтрации на микроуровне?

Одна из причин состоит в следующем. Как хорошо известно, вся теория проектирования и прогноза истории разработки, созданная за последние 60 лет, базируется на использовании некоторых **эмпирических осреднённых характеристик** процесса фильтрации нефти, воды и газа [333, 338, 339, 342—344]. Эти характеристики обычно получают при лабораторных экспериментах на образцах пород (керне), имеющих характерные размеры порядка первых сантиметров [717].

Измерение необходимых для проектирования характеристик – абсолютной проницаемости; зависимости фазовых проницаемостей для фильтрации нефти, воды, газа и их зависимости от насыщения породы соответствующими флюидами; капиллярных давлений на границах раздела фаз и их зависимостей от насыщения породы соответствующими флюидами; коэффициента вытеснения нефти водой или газом; доли пор, занятых «остаточными», неподвижными водой и нефтью – даже при хороших фильтрационных свойствах образцов пород (в первую очередь – проницаемости) представляет собой достаточно трудоёмкую задачу, требующую значительных материальных затрат, сил и времени [717].

Лабораторные методы и средства определения структуры и фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС) породы коллекторов к настоящему времени жёстко регламентированы многочисленными ГОСТ и РД (смотри их перечень в работе [717]). Все эти методики требуют многократной прокачки через образец (единичный или составной) различных жидкостей. При длине образца порядка 3—5 см и проницаемости порядка 5 мД прокачка одного порового объёма жидкости через образец займёт около шести суток непрерывных измерений. В то же время ГОСТ требует прокачать в общей сложности 20—25 поровых объёмов разных жидкостей, что займёт несколько месяцев. При определении фазовых проницаемостей помимо подготовки

образца необходимо провести несколько циклов таких фильтрационных испытаний при различном содержании воды и нефти в потоке [717], так что время испытаний возрастает в несколько раз.

Подобные исследования становятся слишком длительными и трудоёмкими, требуя месяцев круглосуточной работы для исследования единичных образцов. Очевидно, что такая производительность на практике неприемлема; полученные единичные результаты – мало представительны. Для сокращения времени исследований приходится либо использовать градиенты давления, в 100 и более раз превосходящие те, которые реализуются в пласте при притоке нефти к скважине (50—500 атм/м, [718]), что приводит к получению данных, отличающихся от реальных; либо ограничиваться величиной проницаемости по газу; либо привлекать фильтрационные характеристики по данным иных месторождений, но тогда возникает вопрос о степени аналогии пород этих объектов.

Сложность, большая длительность, дороговизна натурного изучения процессов массопереноса в случае сложной структуры пустотного пространства отмечается и в обзоре [767]. Такие эксперименты очень чувствительны к составу исследуемых образцов, характеру подготовительных процедур, условиям проведения и методологии эксперимента [767].

Однако рост сложности лабораторного изучения фильтрационных характеристик образцов, вызванный началом разработки весьма сложных и малопроницаемых залежей УВ, повлёк за собой существенный прогресс в инструментальном изучении структуры образцов пород и численном моделировании происходящих в них процессов.

Во-первых, за последнее десятилетие произошло революционное увеличение скорости и объёма памяти различных вычислительных систем – сейчас уже построены вычислительные комплексы со скоростью вычислений до 93 Петафлопс – суперкомпьютер Sunway TaihuLight Национального исследовательского центра параллельной вычислительной техники и технологий КНР.

Во-вторых, достигнут существенный прогресс в разработке самих алгоритмов решения уравнений переноса флюидов в пористой среде. Это касается, например, моделирования фильтрации путём решения «решёточных уравнений Больцмана (смотри, например, работы [719—721]), использования распараллеливания вычислений при решении системы нелинейных уравнений нефтегазовой гидродинамики, и так далее.

Колоссальные возможности для изучения микроструктуры горных пород появились в последние два десятилетия за счёт появления и развития рентгеновской томографии. Современные лабораторные рентгеновские томографы позволяют изучать плотностную неоднородность образцов горных пород с пространственным разрешением 60 нм [423].

Эти научно-технические достижения позволяют предположить, что трудоёмкость при экспериментальном определении фильтрационных характеристик образцов горных пород и малая эффективность их оценки по

интегральным показателям **могут быть преодолены путём замены лабораторного эксперимента численным моделированием** в сочетании с исследованием структуры порового пространства – например, рентгеновским томографом. **Такой подход назван «цифровой петрофизикой», интенсивно развивающейся в последние годы** (смотри, например, [722, 723, 745])**.**

Цифровая петрофизика ставит своей целью расчёт физических свойств пород-коллекторов нефти и газа и изучение процессов массопереноса в них по данным об их строении и распределении в пространстве компонент породы, полученных экспериментально средствами современной томографии и микроскопии.

Взаимное расположение и свойства компонент породы (в пространстве и времени) будут определять статические и динамические свойства многофазного материала, необходимые для дальнейшего моделирования разработки; например, такие как [722, 723, 745]:

– абсолютная проницаемость;
– коэффициент диффузии;
– относительные проницаемости;
– электрическая проводимость;
– коэффициенты адсорбции;
– контактные углы смачивания;
– механические свойства и скорость распространения в материале продольных и поперечных волн;
– теплопроводность и так далее.

Если точная структура исследуемой пористой среды, а также эффективные свойства каждого её компонента известны, то физические свойства среды можно вычислить, решая соответствующие уравнения (описывающие тот или иной процесс переноса): Навье-Стокса; Лапласа, диффузии и так далее.

Для описания многофазной фильтрации необходимо также знать характеристики взаимодействия твёрдых компонент породы с насыщающими её флюидами; например, с помощью учёта контактных углов смачивания и поверхностного натяжения (смотри библиографию в диссертации [745, стр. 11]). Такой подход был бы точен и не имел бы множества неточностей классических лабораторных методов изучения пустотного пространства (ртутная порометрия, адсорбционный анализ пор и тому подобное) [745].

С практической точки зрения перед цифровой петрофизикой стоят две задачи:

а) обеспечить расчёт основных параметров пористой среды, определяющих процессы массо- и теплопереноса при разработке (хотя бы на микромасштабе) для последующего моделирования процессов переноса и на этой основе – прогнозирования разработки объекта;
б) предоставить инструмент для проведения «цифровых экспериментов» по изучению характера самих процессов такого переноса.

Экспериментов, которые в натурном виде в лаборатории по тем или иным причинам провести крайне затруднительно – например, ввиду очень низкой проницаемости пород или возможности их разрушения в процессе исследования. Такой численный эксперимент позволил бы найти или уточнить описание процессов переноса в сложном пустотном пространстве пород БС уравнениями математической физики.

Таким образом, в самом общем виде подход цифровой петрофизики представляет совокупность решения трёх проблем:

- **нахождения морфологии внутренней поверхности пустотного пространства;**
- **физической и математической формулировки интересующих процессов переноса;**
- **последующего численного решения сформулированных уравнений при прогнозировании разработки объекта.**

4.4.3.3. Нахождение морфологии внутренней поверхности пустотного пространства

Что касается первой задачи, то существующие многочисленные методы изучения пустотного пространства пород, к сожалению, в подавляющем большинстве не позволяют восстановить трёхмерную картину пустотного пространства, а лишь обеспечивают оценку некоторых его интегральных характеристик.

Напомним, что основными методами определения параметров порового пространства мезо- и макропористых горных пород являются:

- ртутная порометрия;
- методы не ртутной порометрии, основанные на нагнетании, капиллярной пропитке, течении флюидов через образец;
- методы, основанные на адсорбции, десорбции газов; сушке образцов, насыщенных флюидами;
- оптические методы;
- электронная и просвечивающая микроскопия;
- рентгеноструктурные методы.

Область применения различных методов порометрии можно охарактеризовать нижеследующей **таблицей 4.4.1** [724].

Однако большинство этих методов, давая крайне ценную информацию о породе, реальной картины пустотного пространства определить не позволяют. Остановимся на этом несколько подробнее.

1. Данные широко применяемых методов изучения порового пространства, таких как ***ртутная порометрия и капиллярное впитывание***

смачивающей жидкости, интерпретируются лишь в рамках заранее выбранной модели пустотного пространства – **главным образом, в модели пучка цилиндрических прямых капилляров.** По получаемым данным можно оценить общее число таких условных капилляров определённого радиуса в объёме образца, но нет никаких сведений о характере их расположения и соединении в пространстве.

Поэтому при всей важности информации, которая может быть получена из методов ртутной и не ртутной порометрии, её данных явно недостаточно для структурного и фильтрационного моделирования на микроуровне.

Кроме того, малый радиус пор в породах БС (и сходных с ними) для применения ртутной порометрии требует использования колоссальных давлений. Например, в работе [847] применён порозиметр с давлением до 413,68 МПа (!), но и тогда при исследовании двенадцати образцов успешными оказались только измерения на двух из них.

2. Тем же недостатком отличается и метод ***смесимого вытеснения*** [725], поэтому значимость получаемых по нему данных определяется степенью адекватности реальному поровому пространству заранее постулированной простой фильтрационной модели.

3. Широко применяемый при изучении пористых сред ***адсорбционный метод*** [725] даёт очень важную, но одну характеристику пористых сред – величину удельной поверхности порового пространства. Она является важнейшей характеристикой среды в многочисленных физико-химических и химико-технологических приложениях.

Однако для фильтрационного моделирования её явно недостаточно. Получаемая величина является интегральной характеристикой пустотного пространства. Переход к какому-либо дифференциальному показателю (например, эквивалентному размеру пор, то есть их гидравлическому радиусу, или эквивалентому размеру частиц) возможен, как и для других методов, только в рамках какой-либо заранее выбранной геометрической модели структуры пористой среды. Чаще всего – опять-таки в модели прямых капилляров.

4. Использование процесса ***капиллярной конденсации*** [725] (как разновидности адсорбционного метода для пор малого диаметра) в принципе позволяет получить ценную информацию о структуре порового пространства при малых диаметрах пор. Но для интерпретации этого весьма тонкого метода изучения поровой структуры также необходимо заранее выбрать модель формы пор и связей между ними, – поскольку процесс конденсации зависит от кривизны поверхности пор: при одной и той же величине поверхности, но при разной кривизне, можно получить разные результаты измерений. Поэтому для корректной интерпретации данного метода и необходимы сведения о характерной кривизне пор.

Методы	Получаемая информация	Область применения по радиусам капилляров	
		мкм	нм
Методы непосредственного наблюдения			
Визуально – оптические	Выявление макропор	≥ 10 – 75	≥(10 – 75) x10^3
Световая микроскопия	Число пор; объём и распределение пор; удельная поверхность	0,5 – 100	(0,5 – 100) x10^3
Электронная микроскопия	Число пор; объём и распределение пор; удельная поверхность	0,01 – 0,5	10 – 500
Просвечивание (радиографический, радиоскопический, радиометрический)	Выявление макропор	0,1 – 100	(0,1 – 100)x10^3
Капиллярные методы			
Капиллярная дефектоскопия	Выявление макропор	≥ 0,1	≥ 100
Капиллярная проницаемость (методы: транспирационные, капиллярного поднятия и вытеснения жидкостей)	Размер пор; распределение пор по размеру; удельная поверхность	0,01 – 100	(0,01 – 100) x10^3
Ртутная порометрия	Объём и распределение пор; удельная поверхность	0,0015 – 800	1,5 – 8x10^5
ЯМР-исследования кернов	Объёмные доли воды: – не участвующей в фильтрации (связанной с поверхностью; – капиллярно удерживаемой), подвижной воды; – распределение пор по величине удельной поверхности.		
Адсорбционно-структурные	Объём и распределение пор; удельная поверхность	0,0003 – 0,05	0,3 – 50
Методы малоуглового рассеяния излучений			
Рентгеновских лучей	Выявление открытых и закрытых микронеоднородностей; размер пор; удельная поверхность	0,002 – 0,7	2 – 700
Нейтронов	Выявление открытых и закрытых микронеоднородностей; размер пор; удельная поверхность	0,0005 – 0,1	0,5 – 100
Пикнометрические методы			
Газовая пикнометрия	Общая пористость; объём и размер микропор; распределение микропор	0,0002 – 0,001	0,2 – 1
Жидкостная пикнометрия	Общая пористость; объём и размер микропор; распределение микропор	0,0002 – 0,001	0,2 – 1
Калориметрические методы			
Погружение в жидкость (смачивание)	Удельная поверхность; размер микропор	0,0005 – 0,001	0,5 – 1
Термопорометрия	Распределение пор	0,002 – 1000	2 – 10^6
Объёмно-весовые методы			
Волюметрия	Общая пористость	0,0001 – 1000	0,1 – 10^6
Заполнение пор жидкостью	Общая пористость	0,0001 – 1000	0,1 – 10^6
Гидростатическое взаимодействие жидкостей	Объём пор; размер пор	0,0001 – 1000	0,1 – 10^6
Эталонная порометрия	Объём и распределение пор	0,002 – 1000	2 – 10^6

Таблица 4.4.1. Характеристика основных методов порометрии [724]

5. Для определения удельной поверхности порового пространства, и в особенности – несцементированных сред, используются и ***фильтрационные методы*** [725]. Они основаны на представлении среды как пучка капилляров и использовании формулы Козени-Кармана. Эти же предположения положены в основу варианта фильтрационного метода, основанного на измерении потока разреженного газа через образец при кнудсеновском режиме течения.

Поэтому, строго говоря, такой подход применим, главным образом, только для несцементированных пористых сред.

6. В сущности, тем же недостатком – необходимостью для интерпретации результатов использовать априорную модель порового пространства, обладают и варианты фильтрационного метода, основанные на ***конвективной диффузии через образец нейтральной примеси***, которые применяются для оценки наличия и параметров тупиковых пор.

7. В мембранах или тонких фильтрах оценку максимального размера поровых каналов можно получить ***«методом пузырька»***. Метод основан на том факте, что в мембране, насыщенной смачивающей жидкостью, вытеснение жидкости газом начинается лишь при приложении перепада давления, превышающего капиллярное давление в канале максимального радиуса. Очевидно, что метод применим только для образцов, которые без большой погрешности можно представить в виде пучка капилляров разного радиуса; то есть для сравнительно тонких мембран и фильтров. Его применение для столь сложной системы, как образец горной породы, представляющей разветвлённую систему пор различного радиуса вряд ли достаточно эффективно.

8. Для определения структурных параметров пористых веществ можно использовать зависимость между температурой плавления введённого в поры вещества и кривизной поверхности пор, то есть их размера. Такой метод исследования получил название ***«криопорометрия»*** (смотри, например, [767]).

Метод заключается в первоначальном замораживании жидкого вещества, введённого в поры (например, циклогексана), при температуре около –100°С и дальнейшем его плавлении в условиях, близких к термодинамическому равновесию. При этом регистрируют зависимость доли кристаллической фазы от температуры (кривую плавления). Используя кривую плавления, и определяют размер пор или распределение пор по размерам, поскольку температура плавления вещества понижается при уменьшении размера поры за счёт зависимости температуры плавления от кривизны поверхности. Часто такие исследования проводят в сочетании с ЯМР-измерениями. Подобный подход имеет свои достоинства и ограничения, но может применяться лишь для изучения той части пустотного пространства, в которой возможна фильтрация жидкости, подвергаемой в дальнейшем

заморозке и плавлению. Судя по литературным данным, широкого применения этот метод не получил.

9. Весьма ценную информацию о структуре порового пространства образцов горных пород можно получить по результатам исследования на ЯМР-релаксометрах [726—730].

Для изучения образцов горных пород метод ЯМР имеет ряд несомненных преимуществ перед многочисленными иными способами изучения структуры и геометрии пор. К ним можно отнести следующие способы [726—730]**.**

1) При ЯМР-исследовании образцов методом спинового эхо при благоприятных условиях удаётся получить сведения о распределении пор по величине их удельной поверхности, то есть по величине некоторого характерного (эквивалентного) линейного размера пор. При этом данная информация соответствует именно объёмному распределению характерного размера пор, она не зависит от особенностей их соединения между собой, от относительной проводимости (проницаемости) отдельных путей фильтрации.

При исследовании диффузионного затухания сигнала спинового эхо и определения временной зависимости коэффициента самодиффузии в ряде благоприятных случаев может быть получена информация о распределении пор по величине удельной поверхности, а также качественная информация о характере связности пор.

2) Измерения на ЯМР-релаксометрах могут быть проведены на образцах разного размеров и любой формы: кусочках шлама, кернах малого и большого диаметра, отдельных образцах керна или по всей выносимой колонке керна значительной протяжённости.

3) Образцы для исследования требуют минимальной подготовки – несоизмеримой с той, которая требуется, например, для электронно-микроскопических исследований.

4) Самое главное преимущество – что такие измерения могут быть проведены приборами ЯМК в скважине в промышленных масштабах и вкупе с другими методами каротажа могут быть применены для решения различных задач при разведке и разработке [210—226].

Однако характерной особенностью измерений ЯМР является то, что они, по сути, не могут трактоваться как классические измерения какого-то петрофизического параметра.

Хорошо известно, например, что определение общей открытой пористости является примером такого классического измерения. После чётко определённой последовательности действий исследователь получает числовое значение искомого параметра с оценкой его точности.

Исследование же кернов методом ЯМР может являться лишь одним из элементов комплексного изучения образца широким набором способов

и приёмов, различных по своим физическим основам. Такое утверждение основано на следующих фактах [728—730].

1) Получаемый спектр времён поперечной релаксации $\mathbf{T_2}$ практически нельзя интерпретировать, если не сопоставить данные ЯМР с результатами, скажем, ртутной порометрии или центрифугирования на различных этапах пропитки или дренирования образца.

2) Для интерпретации части спектра в области больших времён $\mathbf{T_2}$ необходимо электронно-микроскопическое исследование, выявляющее наличие в породе каверн и ориентировочно – их диаметр.

3) Если цель – определить распределение абсолютных величин отношения поверхности к объёму (**S/V**), то необходимо оценить специфический параметр ЯМР – релаксивность **ρ**, и степень его изменчивости от образца к образцу. Для этого может потребоваться информация о минералогическом составе породы, в первую очередь – стенок пор; генезисе породы; характере глинистых минералов на поверхности пор и другие данные.

4) Для определения применимости простых соотношений времён $\mathbf{T_2}$ с величиной **S/V** требуется проверить одно из основных предположений, делаемых при их выводе: что молекула до релаксации за счёт взаимодействия с поверхностью совершает достаточно много перемещений внутри поры, но обмен молекулами между порами разного размера пренебрежимо мал. Для этого может потребоваться информация об ориентировочных размерах пор по данным других методов, о наличии внутризерновой пористости и различных диагенетических преобразованиях поровой структуры и тому подобное.

5) Поскольку метод ЯМР является чисто объёмным, то по его данным нельзя различить поры и трещины. Следовательно, необходимо привлекать иные методы изучения поровой структуры, которые позволяют выделять наличие трещин и определять распределение их параметров.

6) Существуют методы изучения структуры порового пространства по данным о коэффициенте диффузии (по исследованиям на ЯМР-релаксометре); но на современной стадии их развития интерпретация результатов таких измерений опирается на данные тех или иных модельных расчётов. Для выполнения последних также желательно иметь информацию об ориентировочных размерах пор, их форме и степени изотропности пространственного распределения.

ЯМР-измерения могут быть информативны и позволят получить ценную качественную информацию о структуре порового пространства только при таком широком комплексном подходе к изучению образца.

Представляется, что все перечисленные выше (в абзацах 1—8) **виды исследований могут, скорее, использоваться для проверки выбранной модели пустотного пространства, подтверждения её непротиворечивости**

результатам других методов, а не для определения истинной топологии этого пространства.

10. Из многочисленных ***методов микроскопии*** (более 15 различных методов) лишь немногие пригодны для определения реальной трёхмерной структуры порового пространства. Многие применимы лишь в ограниченном числе случаев: либо при решении каких-то специальных вопросов, либо для изучения достаточно специфических пород. Наиболее широко применяются специальные методы отражательной оптической и электронной микроскопии.

Разумеется, при использовании различных методов оптической и электронной микроскопии может быть получена ценнейшая информация о поровом пространстве пород. Не претендуя на исчерпывающий список, укажем на следующие виды получаемой информации:

– разделение пор на первичные и вторичные, особенно в карбонатных породах;
– преимущественная форма пор;
– максимальный размер пор;
– наличие трещинной пористости;
– оценка пористости породы;
– оценка удельной поверхности порового пространства;
– преимущественная ориентация пор, первичных и вторичных, построение диаграммы анизотропии пор по направлениям;
– преимущественная ориентация трещин;
– удельная поверхность трещин.

Однако большая часть этой информации – качественная; количественные характеристики – в основном, интегральные. **Трёхмерное распределение и структуру пустотного пространства при использовании методов микроскопии напрямую получить не удаётся**.

Причина заключается в том, что при микроскопических исследованиях изучается **плоское сечение** трёхмерного образца горной породы.

Естественно, крайне желательно по измерениям различных объектов, наблюдаемых в плоском сечении (например – замкнутых фигур, являющихся сечениями пор), восстановить характеристики трёхмерного распределения этих объектов в образце. Тем более что методы получения двумерных изображений имеют большой диапазон допустимых размеров изучаемых образцов, а также величин пространственных разрешений; они позволяют достаточно точно обрабатывать изображения, в частности – осуществлять дифференциацию (обычно называемую сегментацией) на составляющие образец компоненты [745].

4.4.3.4. Определение трёхмерной морфологии пустотного пространства по двумерным изображениям

При растровой электронной микроскопии (РЭМ)

Первая возможность перехода от двумерных к трёхмерным изображениям при исследованиях РЭМ возникает из-за того, что в электронной микроскопии можно в принципе получать прямое стереоизображение изучаемого скола горной породы [733]. Большая глубина фокуса и высокая разрешающая способность РЭМ позволяют эффективно использовать **стереоскопическую съёмку** для получения объёмного изображения микрорельефа исследуемой поверхности.

Методика получения стереопар в РЭМ заключается в повторной съёмке одного и того же участка поверхности образца, наклонённого под разными (5—12°) углами по отношению к электронному зонду.

В дальнейшем, применяя методы фотограмметрии, можно получить количественную оценку глубины [733].

Однако такой подход нашёл лишь ограниченное применение – как из-за своей относительной сложности, значительного влияния субъективного фактора, так и потому, что при использовании методик повышения контрастности изображения пор (насыщение люминофором, раствором хлористого бария и тому подобное) получаемое изображение сечений пор будет истинно плоским. Тогда наклоны образца практически бесполезны.

В классической стереологии

Вторая возможность определения трёхмерной морфологии пустотного пространства по двумерным изображениям – применение методов, разработанных в отрасли специально изучающей эту проблему науки – **стереологии** [734, 735]. Первые работы, в которых рассмотрены методики оценки параметров трёхмерных тел по изображениям их двумерных сечений, появились ещё в 1847 году, но, как отдельная дисциплина, **стереология** оформилась только в начале 60-х годов XX века.

Основой стереологии является принцип, сформулированный ещё в 1637 году учеником Галилео Галилея – Бонавентура Кавальери. Приближённо он сводится к тому, что каждое трёхмерное тело эквивалентно бесконечному набору плоских сечений, каждая поверхность – бесконечному набору линий, а каждая линия – бесконечной совокупности точек [734, 735]. Соответственно, средний объём тела может быть оценён через сумму площадей двумерных сечений, поверхность – через сумму длин линий и так далее.

В этом случае относительная величина объёмов двух тел может быть получена путём сравнения площадей их сечений [734, 735].

Тогда, например, **средний удельный объём пор (оценка пористости)** может быть получен из сравнения суммарной *площади сечения пор на шлифе (аншлифе) и общей площади исследуемой части шлифа (аншлифа)*.

При этом оценка отношения площадей пор и шлифа (аншлифа) может быть получена несколькими методами:

а) прямым подсчётом площадей (по пикселям или элементарным площадным ячейкам);

б) сравнением суммарной длины линий выбранной заранее координатной сетки и суммы длин отрезков, попавших внутрь контуров сечений пор;

в) суммарного числа точек, случайно разбросанных по всей поверхности шлифа (аншлифа), и той их доли, которая попала внутрь контуров пор.

Точно так же оценка **средней удельной поверхности пор** может быть получена *по отношению числа точек пересечения координатных линий с контурами сечений пор на шлифе (аншлифе) к общей длине этих координатных линий*.

Средняя удельная поверхность трещин может быть получена путём *оценки отношения числа пересечений координатных линий со следами трещин на поверхности шлифа (аншлифа) к суммарной длине координатных линий.*

В классической стереологии разработаны методы оценки и более сложных характеристик трёхмерных тел: мера топологической связности, средняя кривизна поверхности неоднородностей (например, пор) и так далее. Однако для их определения уже недостаточно лишь одного сечения изучаемого трёхмерного образца плоскостью – необходим набор сечений исследуемого образца параллельными плоскостями. Такая возможность есть при исследовании оптически прозрачных тел методами конфокальной микроскопии, и такой подход применяется для изучения прозрачных биологических объектов. В литологии такая возможность до некоторой степени существует при изучении методами конфокальной микроскопии сверхтонких шлифов – толщиной 0,01—0,02 мм [609].

Отметим: в классической стереологии **предполагается, что сечение плоскостью исследуемого трёхмерного образца представительно,** то есть секущая плоскость проходит через достаточное количество пор и на плоскости присутствуют сечения пор всех размеров, содержащихся в трёхмерном образце**. При этом предположении стереологические соотношения позволяют получать оценки средних удельных величин** [734, 735]. Если такая статистическая представительность нарушается и размеры пор сопоставимы с размерами исследуемого образца, то его сечение разными плоскостями может давать совершенно различные величины числа или площади сечений пор.

Кроме того, применение аппарата стереологии предполагает изотропность, равномерность, случайность распределения в образце различных его элементов и характеристик, в частности – физических элементов неоднородности; выбранной для исследования плоскости сечения (плоскости шлифа); геометрических элементов, применяемые

для оценок средних характеристик образца, то есть элементарных площадок, линий, точек [734, 735].

Если эти допущения справедливы, то в ряде случаев, анализируя двумерное распределение площадей сечений пор на поверхности шлифа, можно определить и распределение размеров пор в трёхмерном образце.

Однако в классической стереологии для этого надо знать форму пор. Такое требование связано со следующим обстоятельством.

Даже если поры в образце имеют сферическую форму и все – одного и того же диаметра, то сечение совокупности случайно распределённых в пространстве сфер плоскостью шлифа даст на этой плоскости совокупность кругов *самого разного диаметра*. Максимальный диаметр кругов этой совокупности будет соответствовать диаметру сферических пор, пересечённых по центру. Но сферы, пересечённые на удалении от центра, дадут на плоскости другие круги, меньших диаметров.

Если же мы имеем совокупность сферических пор *не одного, а разных диаметров,* и пытаемся определить число кругов в интервале диаметров, меньших, чем максимальный, – то в такой интервал дадут вклад как сферы малого диаметра, пересечённые по центру, так и сферы больших диаметров, но пересечённые на удалении от их центров. Таким образом, распределение полученных на плоскости шлифа кругов оказывается значительно смещённым в область малых размеров.

Восстановление истинного трёхмерного распределения пор по распределению двумерных сечений пор на шлифе в таком случае математически возможно, но требует решения интегрального уравнения, связывающего измеренное распределение размеров кругов и истинное распределение диаметров сфер в трёхмерном пространстве. Ядро же этого уравнения можно вычислить только, если известна форма пор и если они имеют выпуклую форму.

В случае дискретного распределения пор (как искомого трёхмерного, так и измеренного двумерного), задача сводится к решению не интегрального уравнения, а системы линейных уравнений между искомыми и наблюдёнными на шлифе величинами. Коэффициенты этой системы линейных уравнений также можно вычислить, только если известна форма пор [734, 735] и если она достаточно проста.

Таким образом, применение принципов и методов классической стереологии позволяет получить ряд важных количественных характеристик системы пор в образце при микроскопических исследованиях. Однако возможности этого подхода для количественного описания структуры пор в горных породах достаточно ограничены. Можно получить оценки средней пористости, средней удельной поверхности порового пространства, максимального диаметра пор, средней удельной поверхности трещин.

Распределение же размеров пор в трёхмерном образце, или морфологию системы пор в рамках классической стереологии получить вряд ли удастся.

В последнее время активно разрабатываются гораздо более сложные методы построения трёхмерных моделей пористой среды по двумерным изображениям (смотри подробную библиографию в работе [745, стр.22—23]). Их в каком-то смысле можно назвать методами «статистической» стереологии. При применении таких – статистических – методик форму пустот для реконструкции трёхмерного изображения знать уже необязательно. Появление этих методов связано со взрывным ростом вычислительных возможностей современных компьютеров, обеспечивающих возможность сравнительно быстрого анализа статистических характеристик огромного числа пикселей двумерного изображения, получаемого с помощью, например, электронной микроскопии.

По мнению М.В. Карсаниной [745], наиболее универсальным и перспективным из этих методов является реконструкция трёхмерного изображения с помощью корреляционных функций и стохастической оптимизации. **Следует подчеркнуть, что этот подход обоснован только тогда, когда выполняется основной постулат стереологии: исходное двумерное сечение образца должно быть представительно, а образец – статистически однороден. Тогда статистические характеристики двумерного и трёхмерного изображений объекта идентичны.**

В работе [745] для реализации этого подхода сначала по двумерному изображению строится набор характеризующих его корреляционных функций. Каждая корреляционная функция описывает вероятность определённой конфигурации изображения.

Например, значение 1-точечной корреляционной функции *для скелета* породы есть вероятность того, что случайно выбранная точка принадлежит скелету (значение функции равно **1**) или не принадлежит скелету (значение функции равно **0**). И наоборот, значение 1-точечной корреляционной функции *для пустотного пространства породы* есть вероятность того, что случайно выбранная точка принадлежит этому пространству (значение функции равно **1**) или не принадлежит пустотному пространству (значение функции равно **0**) [745].

Двухточечная корреляционная функция определяется как вероятность одновременного нахождения точек $\mathbf{x}_1$ и $\mathbf{x}_2$ в одном и том же компоненте породы (пустотном пространстве или скелете). Для **статистически гомогенных** сред эта функция зависит **только от вектора расстояния** между точками, а не от самих координат точек. Для **статистически гомогенной и изотропной среды** корреляционная функция уже будет зависеть только от скалярного расстояния между точками [745].

Для статистического описания изображений используются и дополнительные корреляционные функции [745]:

– кластерная, представляющая собой вероятность того, что две выбранные точки находятся в одном кластере одного из двух компонентов породы,

то есть в одной, изолированной на плоскости снимка, части или пустотного пространства (функция для пустотного пространства) или скелета (функция для скелета);

– линейная функция, представляющая собой вероятность того, что весь отрезок между двумя выбранными точками лежит на снимке в пределах одного из компонентов – либо целиком в пустотном пространстве, либо целиком в скелете;

– в принципе, могут использоваться и иные вспомогательные функции – например, функции поверхности, представляющие собой вероятность того, что обе рассматриваемые точки находятся на поверхности раздела скелета и пустотного пространства и тому подобное.

Грубо, приближённо процедура статистической реконструкции формулируется следующим образом [745]. По исходному двумерному изображению среды вычисляется набор корреляционных функций. Затем генерируется некоторая случайная реализация точек в пространстве, и для этой случайной реализации находится новая совокупность корреляционных функций. Вычисляется сумма квадратичных отклонений наборов корреляционных функций – начального и случайно сформированного. После этого, перестановкой пар точек, отыскивается такая совокупность точек реконструкции, при которой минимальна сумма квадратов отклонений генерируемого набора корреляционных функций от исходного их набора. Получаемое изображение и есть реконструкция трёхмерного распределения компонентов по двумерному сечению.

Разумеется, это лишь упрощённая, иллюстративная схема. Реальный алгоритм намного сложнее, разветвлённее и намного экономичнее; за его подробным описанием отсылаем читателя к работе [745] и соответствующей литературе.

В целом применение этого подхода на сегодняшний день, вероятно, даёт максимальное приближение к реальной структуре трёхмерного пустотного пространства, если использовать обработку и анализ качественных двумерных изображений образцов горных пород, полученных по данным электронной микроскопии.

Следует отметить, что **получаемая реконструкция вовсе не является точным отражением морфологии поверхности пустотного пространства, а представляет её статистическое отображение (при условии, что образец статистически однороден)** [745].

Достоверность такого отображения, вероятно, можно несколько повысить, если имеется несколько двумерных изображений для пород одного литотипа. **Тогда для данного литотипа пород можно получить в некотором смысле усреднённую реконструкцию пустотного пространства.**

4.4.3.5. Компьютерная рентгеновская томография

В последнее время в различных отраслях геологической науки всё шире применяется рентгеновская компьютерная томография [743—745, 750—753]. Большинство исследований нацелено на решение качественных задач [744, 750—753]. Решение количественных задач – определение величин фильтрационных характеристик образцов или морфологии их пустотного пространства – стало предметом исследований в нашей стране сравнительно недавно [743, 745].

История томографии началась в 1972 году [744],когда сэр Годфри Ньюболд Хаунсфилд (sir Godfrey Newbold Hounsfield) сделал сообщение на ежегодной конференции Британского института радиологии об установке для получения рентгеновских компьютерных томограмм для выявления патологических изменений мягких и костных тканей. В апреле 1972 года сообщение Хаунсфилда «Рентгеновская диагностика проникает в глубины мозга» было напечатано в журнале New Scientist. За это открытие Хаунсфидду и Аллану Маклауду Кормаку (Allan McLeod Cormack) в 1979 году была присуждена Нобелевская премия в области физиологии и медицины.

Применение компьютерной томографии для изучения горных пород началось в 80-х годах прошлого века (смотри, например, [756]).

В нашей стране использование рентгеновской томографии для этой цели впервые было начато в 1992 году М.С. Хозяиновым и Э.И. Вайнбергом [754, 755].

Методика томографического исследования заключается в просвечивании проникающим пучком рентгеновского излучения исследуемого образца горной породы под разными ракурсами и получении набора его рентгеновских снимков. В большинстве систем микротомографии в нефтегазовой отрасли используется метод, при котором образец вращается, а источник рентгеновского излучения и детектор остаются неподвижными [743]. Регистрация проходящего через образец рентгеновского излучения осуществляется детектором того или иного типа (например, ионизационным, сцинтилляционным и так далее, и тому подобное). Для иллюстрации общая схема томографического исследования показана на **рис. 4.4.7** [743].

Ослабление рентгеновского излучения с расстоянием происходит по экспоненциальному закону, а показатель экспоненты зависит от длины отрезка луча внутри границ образца и распределения плотности породы вдоль луча. Поэтому распределение интенсивности прошедшего через образец излучения отражает распределение плотности компонент породы внутри границ образца (в простейшем случае – пор и скелета).

Далее применением различных математических алгоритмов по распределению интенсивности прошедшего через образец излучения находят распределение коэффициентов ослабления рентгеновского излучения, то есть фактически – распределение линейной плотности внутри образца.

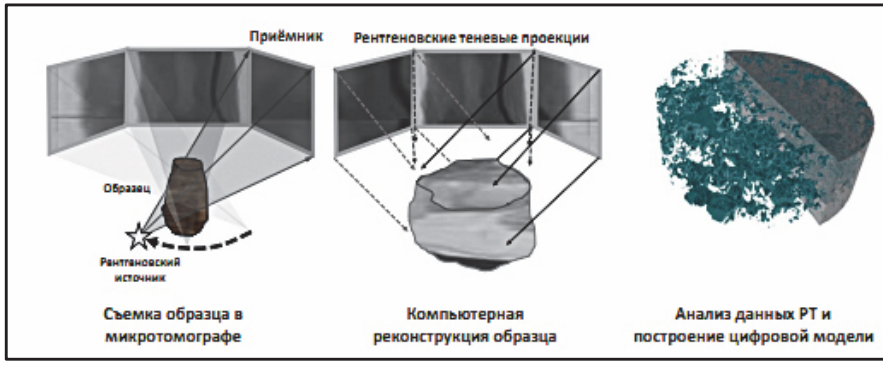


Рис. 4.4.7. Процесс получения информации на рентгеновском томографе [743]

Существует большое количество математических методов восстановления вида распределения линейной плотности внутри образца по данным интенсивности рентгеновского излучения, полученных под разными ракурсами облучения образца. Их можно разделить на две группы: итерационные и аналитические [743]. Аналитические методы основаны на точных математических решениях уравнений восстановления изображения. В основе большинства из них используются аппарат преобразования Фурье и преобразования Радона [743]. В итерационных методах задача восстановления вида распределения линейной плотности сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений итерационными методами.

Реализация любого алгоритма зависит от многих факторов, в том числе – от схемы генерации рентгеновского излучения, которая может быть конусной, веерной, параллельной.

В конечном счёте и получается трёхмерное изображение пустотности образца.

Рентгеновская томография может быть крайне полезна в решении различных петрофизических задач. Например:

- для паспортизации и цифровой архивизации отдельных образцов и фрагментов керна;
- для определения пористости, трещиноватости, кавернозности;
- для визуализации неоднородностей керна;
- для выделения в колонке керна характерных участков для специальных анализов [744].

Она может быть успешно применена при изучении ряда важнейших характеристик пород [743, 757]: их литологии, петрографии, текстуры, структуры; при минералогическом анализе, оценке соотношения глинистость-песчанистость, корреляции керновых данных с результатами каротажа, идентификации глинистых частиц.

Помимо параметров образцов, насыщенных какой-либо одной фазой (воздухом, например), компьютерная томография позволяет различать воду и нефть, содержащиеся в пустотах[743, 757]. Для этого надо проводить двух- или трёхкратное измерение образца при различном насыщении, что позволяет получить величину остаточной насыщенности водой и нефтью. Пример такого определения показан на **рис. 4.4.8** [743].

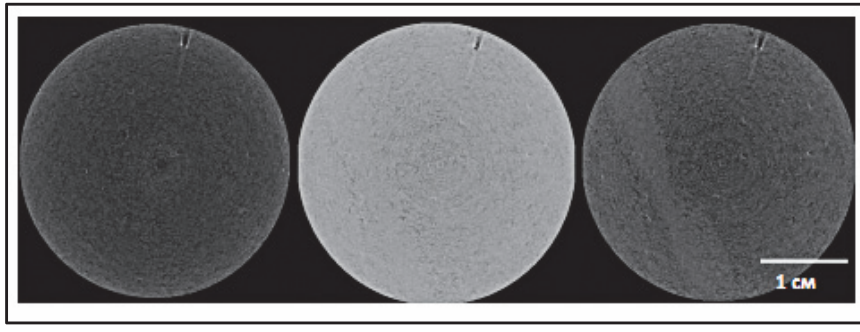


Рис. 4.4.8. Срезы образца терригенных отложений при трёх различных насыщениях [743]; (слева направо: сухой, водонасыщенный и с остаточной водой)

Чувствительность к насыщению можно улучшить контрастированием какой-либо фазы: водной (йодидом калия) или органической (тетрахлоридом углерода) [743, 757].

В принципе, применение рентгеновской томографии в процессе фильтрационных экспериментов позволяет также изучать многие качественные и полуколичественные характеристики фильтрации [757]: гетерогенность образцов горной породы (в том числе, как функцию времени и расстояния), средние значения насыщения в сечении образца и его профиль по длине образца, динамику фронта потока и так далее.

Все эти преимущества компьютерной томографии обусловлены тем, что получаемое трёхмерное изображение пустотного пространства в той или иной степени отражает его реальную морфологию. Поэтому многие параметры, особенно аддитивные – пористость, в частности – оцениваются по получаемым трёхмерным изображениям достаточно точно. Например, на **рис. 4.4.9** показано заимствованное из работы [743] сопоставление величин пористости, полученных по томографическому изображению (с грубым разрешением в 10 мкм) и стандартным методом.

Применяя некоторые специальные приёмы, удаётся получить и корректные значения проницаемости, и связей пористости и проницаемости [743, 843], как на **рис. 4.4.10**.

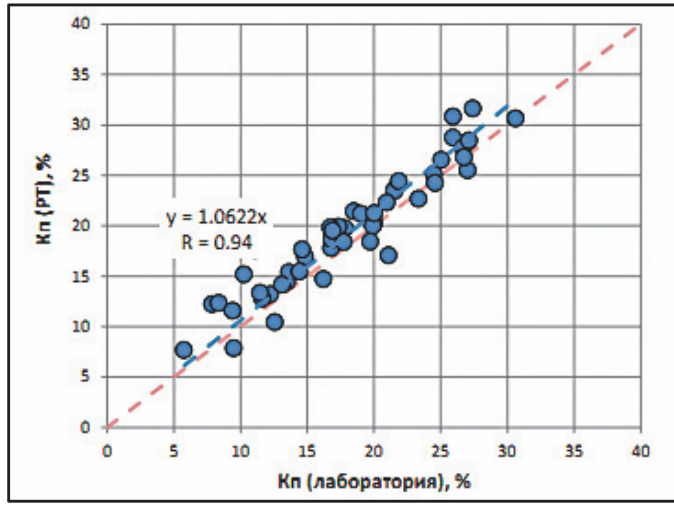


Рис. 4.4.9. Сопоставление расчётных и измеренных в лаборатории коэффициентов пористости [743]

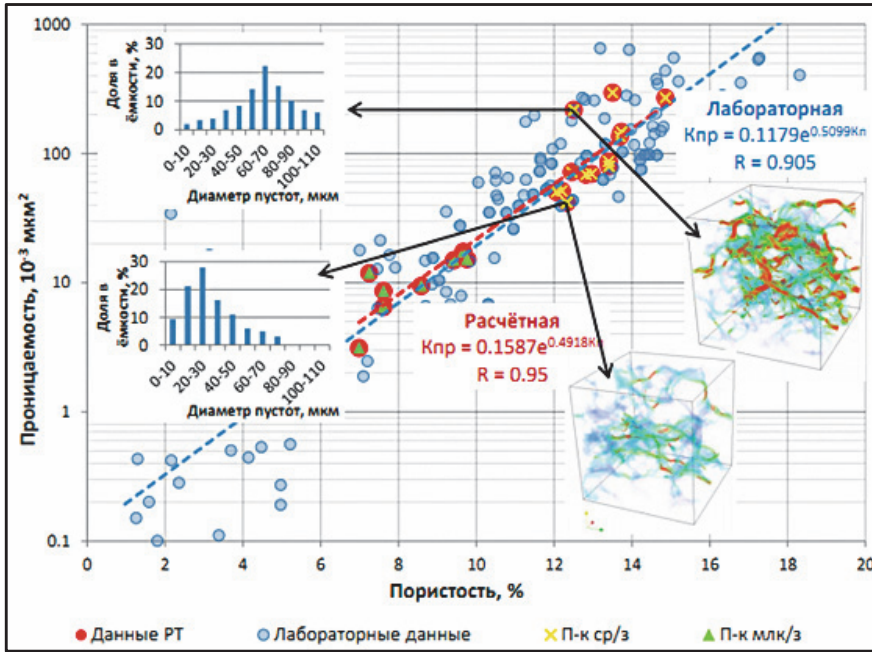


Рис. 4.4.10. Сопоставление расчётных (РТ-съёмка двух образцов) и лабораторных данных по пористости и газопроницаемости для коллектора порового типа [743]

Если же целью компьютерной томографии является получение достаточно точной и достоверной морфологии пустотного пространства (которая будет использоваться далее как исходная информация для формулировки соответствующих уравнений математической физики и дальнейшего численного моделирования процессов массопереноса), то, по нашему мнению, использование томографических трёхмерных изображений сталкивается с определёнными трудностями.

А. Прежде всего, это наличие искажений и погрешностей в процессе измерений [744]: «Основной вклад в неточность восстановления распределения линейных коэффициентов ослабления рентгеновского излучения вносит инструментальная погрешность, связанная с неточностью измерения интегральных проекций, немоноэнергетичностью и неидеальностью коллимации рентгеновского излучения, конечным размером апертур детекторов».

Характерны также искажения, обусловленные или вносимые [762]:

– случайными шумами, которые могут появляться на изображении в результате дискретизации, квантования, передачи или возмущений внешней среды при получении изображения;
– магнитной оптической системой, рентгеновской трубкой и рентгеновским детектором (расфокусировка, низкая контрастность и яркость).
– Погрешности при получении и обработке данных проявляются на изображении томограмм следующим образом [744]: «Снижением чёткости изображения, размытием границ между структурными элементами, возникновением вблизи таких границ ярких и темных пятен, наличием зависимости линейного коэффициента ослабления от местоположения рассматриваемой точки, образованием радиальных и параллельных полос, появлением различного рода шумов, муар-эффектов, других линейных и нелинейных искажений, относящихся к категории артефактов».

Б. Существует ряд технологических погрешностей, связанных с недостаточной точностью выполнения требований к проведению исследований, обеспечивающих получение качественных томограмм [744]: «Для получения качественного изображения исследуемого объекта его следует располагать в центре зоны сканирования; кроме того, исследуемый объект и объект сравнения должны целиком находиться в пределах зоны сканирования, иначе это приводит к искажениям томограммы».

В. После получения данных регистрации рентгеновского излучения обычно производится ряд операций для улучшения их качества [758]:

– системный анализ, доработка, тестирование и периодическая калибровка моделей для различных типов пород;
– сшивка стека теневых изображений, полученных с помощью микротомографа в трёхмерное воксельное изображение;

– контрастирование, увеличение резкости, морфологическая фильтрация трёхмерного изображения.

Естественно, набор подобных преобразований исходных данных вносит какую-то ошибку в окончательный результат.

Г. При переходе к распределению линейных коэффициентов ослабления решается обратная задача с помощью преобразования Фурье или Радона; применение этих алгоритмов также вносит определённые погрешности, связанные с тем, что ряд применяемых процедур относится к некорректным задачам.

Д. Сложной процедурой является **сегментация изображения**. Суть его состоит в том, что рентгеновское трёхмерное изображение представляет собой совокупность точек, окрашенных, например, в 256 оттенков серого цвета. Для исследователя необходимо определить в этой серой гамме границы пустотного пространства и скелета, что для данного простейшего случая и называется сегментацией. В более общем смысле сегментация представляет собой процесс разбиения исходного цифрового изображения на множество отдельных сегментов, выделение которых по каким-то причинам важно для исследователя, и локализация которых осуществляется на основании ряда характеристик: по текстуре, цвету, близости на изображении, яркости, глубине [766].

Различают различные виды сегментации [766]:

1) сегментация, основанная на анализе высокого уровня – процесс отделения находящихся на изображении объектов от фона и друг от друга;

2) сегментация, основанная на анализе низкого уровня – разделение изображения на сегменты схожих между собой пикселей;

3) автоматическая сегментация – сегментация, проводимая без участия пользователя (изображение на входе, а выделенные сегменты – на выходе);

4) интерактивная сегментация – сегментация, проводимая пользователем, и требующая или допускающая ввод дополнительной информации.

Целью сегментации является изменение и упрощение представления изображения для лёгкости и простоты при дальнейшем анализе. В основном она применяется для выделения на изображении интересующих исследователя границ и объектов [766].

Алгоритмы такого выделения основаны либо на использовании специальных атласов, включающих сведения о структуре объектов (в медицинской томографии) [765], либо на статистических методах анализа изображений [764].

Применение того или иного подхода вносит методологическую ошибку в данные сегментации [765, стр. 76]**, что сказывается на результатах исследования.**

Для статистического подхода к сегментации существуют многочисленные методики и приёмы (смотри, например [759—762, 765, 766]) .

Но, тем не менее, процедура эта содержит значительный элемент субъективизма.

Дополнительное усложнение связано с тем, что порог сегментации может различаться для разных типов пород и структуры пустотного пространства, поэтому рекомендуется проводить калибровку алгоритма обработки для различных типов пород [758].

Е. Значительную сложность представляет большой разброс диаметров элементов пустотного пространства (смотри **п. 4.1.6**) – от единиц нанометров до десятков и даже сотен микрон. Получение томографического изображения пространственной структуры размером в тысячи микрон с разрешением в единицы или десятки нанометров нереально. Для преодоления этой трудности предлагается комбинировать данные рентгеновской томографии разного разрешения [743, 745, 767], использовать данные ЯМР-томографии [745, 763], результаты растровой электронной микроскопии [763], применять комбинацию электронной микроскопии, исследований фокусированным ионным пучком и просвечивающей электронной микроскопии [767].

По указанным причинам трёхмерное изображение пустотного пространства пород, полученное по данным рентгеновской томографии, безусловно, предоставляет исследователю отображение структуры и границ этого пространства, **но степень количественной близости его реальной структуре остаётся пока в общем неопределённой.** На сегодняшний день проверку, по-видимому, можно производить только сравнением интегральных показателей реального образца и полученного изображения: величине пористости, удельной поверхности пустотного пространства, газопроницаемости, электрическому сопротивлению.

Для получения более корректного и достоверного трёхмерного пустотного пространства пород необходимо создание эталонов пустотного пространства пород БС. Использования искусственных эталонов, с помощью которых осуществляется калибровка данных томографии по плотности [743], вероятнее всего, недостаточно.

Такие эталоны могут быть созданы путём получения послойных двумерных изображений образца с помощью, например, растровой электронной микроскопии. По набору таких «срезов» сравнительно простыми стереологическими приёмами уже несложно восстановить истинную трёхмерную картину пустотного пространства, которую в дальнейшем можно использовать для тестирования различных способов и методик получения, преобразования и анализа изображений компьютерной рентгеновской томографии.

Видимо, такие эталоны должны быть созданы для различных величин пространственного разрешения томографа, а также для различных литотипов пород.

Из-за трудоёмкости изготовления образцов примеры таких исследований в материаловедении крайне редки, хотя в специальных случаях и проводятся [736, 847].

Для томографических изображений, полученных с разрешением в единицы и десятки нанометров, для изготовления таких эталонов могут быть использованы методы последовательного среза изучаемого образца фокусируемым ионным пучком (Focused Ion Beam, FIB; в комбинации со сканирующей электронной микроскопией FIB-SEM [847]) и широким ионным пучком Broad Ion Beam (BIB и BIB-SEM) [745, стр. 13]. При этом современные методы и установки электронной микроскопии могут обеспечить разрешение от 1 до 20 нм, а с использованием детектора вторичных электронов – до 0,4 нм [767].

В работе [847] применение микроскопа с двумя пучками позволило получить 200 двумерных сечений образца, полученных последовательным срезом тонких слоёв. По ним было построено трёхмерное изображение пустотного пространства.

Общую схему создания таких эталонов для компьютерной томографии образцов горных пород можно представить себе следующим образом. Выбранный образец породы исследуется различными неразрушающими методами, в том числе – на рентгеновском томографе, имеющем определённое, заранее выбранное разрешение. Затем образец распиливается на две половины – **А** и **Б**. Для каждой опять строится изображение на рентгеновском томографе и для них, с применением наилучших методов преобразования и сегментации изображений, находится изображение пустотного пространства – **П1**. Затем половинка **А** расчленяется на срезы (либо – распиливается, либо механически шлифуется, либо шлифуется ионным пучком и тому подобное). Объём исходного образца, число срезов, расстояние между ними, метод шлифовки определяются выбранным разрешением томографа. Каждый срез исследуется методом(ами) электронной микроскопии, по данным которой находятся двумерные изображения, а по ним строится истинное трёхмерное изображение пустотного пространства **П2**. Оно сравнивается с изображением **П1** и определяются необходимая коррекция методики преобразования и сегментации изображения, обеспечивающая максимальное сближение изображений **П1** и **П2**.

Далее, реальное изображение П2 используется как основа для численного моделирования и изучения процессов переноса (например, методами, изложенными в препринте [777] или любыми иными).

Изображение второй половинки образца – **П3** – обрабатывается по уже скорректированной методике преобразования и сегментации; в результате получается изображение **П4**, которое и принимается за истинное изображение пустотного пространства половинки **В**.

Затем данная половинка **В** может использоваться как физический эталон для тестирования различных приёмов получения, преобразования и

сегментации изображений при дальнейших разработках, считая, что истинное пустотное пространство даётся изображением **П4**.

Сама скорректированная методика реконструкции может считаться корректной и применяться на других образцах без создания эталона. С помощью получаемых изображений структуры пустот может быть выполнен обширный цикл численных экспериментов по выяснению особенностей фильтрации флюидов в породах БС на микроуровне. Особенно ценно такое исследование будет для газоносных нетрадиционных отложений, ввиду высокой подвижности газа даже по пустотам с проницаемостью в десятые и сотые доли миллиДарси.

Конкретный план исследований по созданию эталона требует специальной углублённой проработки, по крайней мере – ввиду их большой трудоёмкости и высокой стоимости. Однако выполнить их требуется, скорее всего, лишь один раз и на долгий срок. Без такой опорной информации обоснованность различных исследований, базирующихся на данных рентгеновской томографии, останется неопределённой.

4.4.3.6. Методы решения уравнений переноса в элементах пустотного пространства микронных и нанометровых размеров

Вторая задача, являющаяся составной частью цифровой петрофизики – решение уравнений переноса в найденном отображении пустотного пространства пород. Сами уравнения могут быть отличны от уравнений, описывающих перенос в макромасштабе, ввиду отличия процессов переноса в микро- и макромасштабе (смотри **п. 4.4.2**). Однако методы их решения в целом будут близки.

Разумеется, метод решения соответствующих уравнений переноса в элементах пустотного пространства с различными размерами зависит от вида уравнений. Для теплопроводности, электрических и механических свойств наиболее популярно решение методом конечных элементов. Для уравнения диффузии и дисперсии (если известно поле скоростей) – метод случайных блужданий (randomwalk). Для уравнения Навье-Стокса (или Стокса – при малых числах Рейнольдса) чаще всего используется метод конечных разностей [745], который является наиболее быстрым для этой задачи [743], хотя применяется и метод конечных элементов[743].

Большой популярностью пользуется решёточный метод Больцмана (Lattice Boltzmann methods, LBM) [743, 745, 843], поскольку его реализация хорошо поддаётся распараллеливанию и масштабированию. Кроме того, этот метод подходит как для одно-, так и для многофазных течений. Метод решёточных уравнений Больцмана используется для моделирования множества процессов в различных областях науки и техники [843]: однокомпонентного течения, в том числе на неструктурированных сетках; развития стеноза артерий; течения неньютоновских жидкостей; течения в

микроканалах и в поровом пространстве, роста кристаллов в перенасыщенном растворе; поведения двухфазных систем; моделирования диффузии и теплопереноса.

Главное, что алгоритм решёточных уравнений Больцмана позволяет, в принципе, явно учитывать в расчётах сложную морфологию пустотного пространства.

Этот метод является достаточно точным. Например, при моделировании однофазного течения его корректность показана:

– сравнением численного решения с аналитическими решениями для упаковок монодисперсных сфер, а также – и многофазных процессов [745, стр.13];
– на ряде тестовых примеров (моделирование течения Пуазейля, расчёт абсолютной проницаемости цилиндрической трубы или лобового сопротивления шара, тест Лапласа, моделирование коалесценции двух капель или диффузии от множества источников);
– при решении ряда практических задач (определение абсолютной проницаемости пористой среды, построение петрофизических зависимостей, определение функций фазовых проницаемостей) [843, главы 3 и 4].

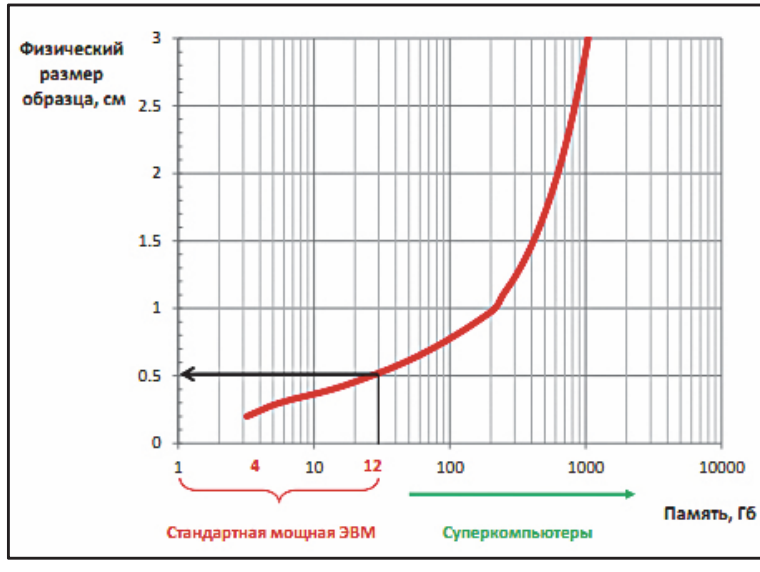


Рис. 4.4.11. Количественная оценка оперативной памяти, необходимой для расчёта фильтрации в РТ-модели пустотного пространства керна заданного физического размера [743]

Но при его применении требуются большие вычислительные ресурсы [743, 843]. Например, оценка требований к оперативной памяти вычислительной системы для реализации использованного в работе [743] варианта алгоритма решения решёточных уравнений Больцмана показана на **рис. 4.4.11**.

Представленная зависимость отражает некий частный случай и не является точной оценкой потребного объёма оперативной памяти для применения метода решёточных уравнений Больцмана в общем случае. Однако она даёт представление о порядке потребной памяти: для обсчёта одного образца керна размером несколько сантиметров необходимы суперкомпьютеры с оперативной памятью порядка 1000 Гб.

Хотя разработаны различные специальные приёмы уменьшения необходимой оперативной памяти [843], всё же из-за значительных ограничений по длительности вычислений и метод решёточных уравнений Больцмана, и методы гидродинамики сглаженных частиц (смотри ниже), считаются применимыми, лишь тогда, когда система требует анализа только десятков или сотен связанных пор по каждому направлению [767], и вообще они оказываются мало пригодны для детального изучения массопереноса на мезоуровне.

Использование различных (из перечисленных) методов расчёта соответствующих дифференциальных уравнений продемонстрировало возможность – при известной трёхмерной топологии пустотного пространства пород-коллекторов – предсказать пористость, механические характеристики, проницаемость, относительные проницаемости по нескольким флюидам (смотри соответствующую библиографию в работе [745, стр. 13]). **Отметим, что использовались лишь классические уравнения переноса, не учитывающие отклонения от закона Дарси и иные эффекты, обусловленные как влиянием взаимодействия флюида с поверхностью пород, так и малыми размерами фильтрационных каналов.**

В последнее время появились и другие методы расчёта: например, гидродинамика сглаженных частиц (Smoothed-particle hydrodynamics, SPH) [748, 767]; метод функционала плотности, адаптированный для моделирования течения флюидов [749]; применение квазигидродинамической системы уравнений для прямого моделирования течений в микрообразцах горных пород [777], и иные. Но подробное рассмотрение этого специального математического вопроса выходит за рамки данного обзора.

Следует отметить, что суперкомпьютеры, хотя и имеются в наличии в развитых странах, в основном, в США и Китае, но всё же не слишком многочисленны. Их использование может представить определённые организационные и финансовые трудности.

4.4.3.7. Сеточные модели

Изложенная в начале данного пункта умозрительная модель пустотного пространства пород БС фактически соответствует давно применяемым сеточным капиллярным моделям пористой среды [767], развиваемым уже примерно 60 лет. Просто для традиционных коллекторов она рассматривается как огрублённая и приближённая. А для БС, судя по приведённым особенностям пустотного пространства пород БС, по нашему мнению, более соответствует его реальной геометрии.

Эти сеточные модели представляют собой пространственно-связную систему «пор» (или «камер») определённой геометрии, «устьев пор» некоторой заранее заданной геометрии, фильтрационных каналов – также некоторой простой геометрии (круглого, треугольного сечения и тому подобное) [745, 767]. Впервые такой подход был предложен И. Фаттом (I. Fatt) в 1956 году, впоследствии был существенно развит и усложнён.

На сегодняшний день в рамках этого подхода могут рассматриваться сетки нерегулярной структуры и учитываться такие явления, как:

– течение в поверхностном слое;
– произвольный характер смачиваемости;
– любая последовательность вытеснения флюидов в двумерном или трёхмерном случае;
– наличие фазовых переходов;
– течение неньютоновских жидкостей;
– отклонения от закона Дарси;
– течение с химическими реакциями и другое [767].

Исследования процессов переноса на подобных, «сеточных», численных микромоделях пористых сред наиболее целеустремлённо все эти десятилетия велись в Норвегии, Франции и США. Общее количество работ колоссально – даже не совсем полная библиография публикаций, приведённая в обзоре [767], содержит более 225 ссылок.

При этом рассматривались весьма разнообразные модели пористой среды [767], в которых пористая среда представлялась в виде набора двух- или трёхмерного набора простых элементов. Многочисленные исследования показали, что для построения таких моделей существенное значение имеет локализация пор и устьев, распределение их размеров, их форма [767].

Устья пор часто моделируются в виде круговых цилиндров (особенно в ранних работах), а поровое пространство представляется состоящим из пор-камер: шаровидных или в виде правильных многоугольников или цилиндров. Камеры соединяются каналами, имеющими, например, цилиндрическую или треугольную форму. При этом треугольные камеры – предпочтительнее, так как позволяют моделировать остаточную насыщенность и разную смачиваемость поверхности каналов [768] (смотри **рис. 4.4.12**).

На начальном этапе развития этого подхода поры-камеры считались имеющими нулевой объём и бесконечную проводимость. В последующих работах рассматривались камеры реальных размеров и конечной проводимости. В последнее время используют и не вполне регулярную форму пор [767].

Важным параметром является «координатное число», то есть приходящееся на одну пору количество фильтрационных каналов, связывающих поры между собой.

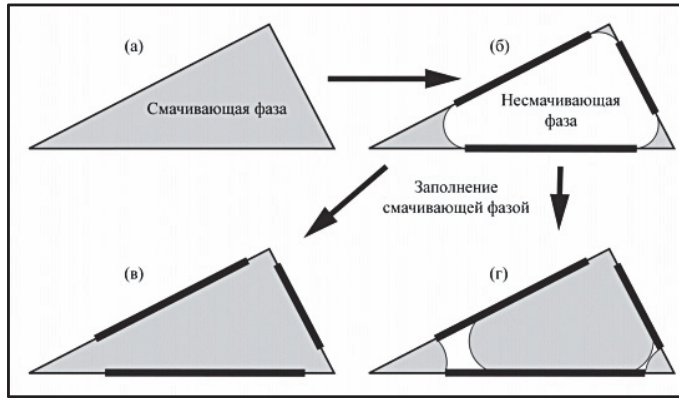


Рис. 4.4.12. Возможное распределение флюидов в поперечном сечении каналов сеточной модели [745, 768];
(а) изначальное состояние – насыщение смачивающей фазой, **(б)** – частичное вытеснение смачивающей фазы в результате дренажа, **(в)**, **(г)** – частичное или полное восстановление насыщенности смачивающей фазой (возможность того или иного варианта определяется величиной капиллярного давления и изменением угла смачивания за счёт долговременного контакта несмачивающей фазы с твёрдой фазой)

Работы по данному направлению продолжаются и сегодня. Отметим недавнюю работу [853], в которой рассмотрено движение неньютоновской жидкости со степенным законом зависимости вязких напряжений от скорости деформации. Течение жидкости в канале прямоугольного сечения осуществляется под действием заданного продольного градиента давления с условиями прилипания на стенках. Получены численные решения для разных параметров задачи. На основании численного решения выведена интерполяционная формула, связывающая поток жидкости с тремя эмпирическими параметрами. Отклонение результатов применения найденной формулы от численного решения не превысило 3,1%.

Во многих работах рассматривались методики построения статистических моделей пористой среды по различным лабораторным данным.

Исследовалась возможность построения модели пористой среды и путём численного моделирования седиментации, уплотнения и преобразования

породы [767], и даже такие тонкие вопросы, как моделирование роста кварцевого цемента при седиментационном формировании структуры порового пространства. Однако такой подход может иметь лишь ограниченное применение, поскольку геологические процессы, приводящие к формированию породы, крайне сложны (смотри **Часть 2**) и их реконструкция является едва ли не более сложным делом, чем реконструкция пустотного пространства по данным электронной микроскопии или томографии.

Существуют два подхода к конструированию таких сеточных моделей [767]: статистический метод и прямая реконструкция по трёхмерному изображению. Статистический метод исходит из основных статистических характеристик пустотного пространства – возможно, полученных разными методами, с разным разрешением. По имеющимся статистическим характеристикам сеточная модель формируется искусственно, а получаемая в результате реконструкция отражает реальную пустотную структуру лишь в некотором статистическом смысле, хотя это, безусловно, уже является важным шагом в описании фильтрации в сложно-построенных породах.

Иной подход, развитый, например, в работе М.В. Карсаниной [745], даёт реконструкцию, тесно связанную с трёхмерной структурой, полученной в результате применения компьютерной рентгеновской томографии. В этом случае имеющееся трёхмерное изображение анализируется и упрощается специальными методами. В работе [745] это – алгоритм «вписывания в трёхмерное изображение пустотного пространства сфер максимального размера (maximal balls)». По данному алгоритму на изображении выделяются сферические участки, каждый из которых содержит хотя бы один воксель, не принадлежащий ни одному другому участку. В общих чертах этот подход иллюстрируется **рис. 4.4.13**.

Таким путём с помощью специальных приёмов строится сеточная модель, связанная с полученным томографическим изображением пустотного пространства.

По нашему мнению, если такой подход сочетается с наличием упомянутой выше опорной, эталонной информации, то он представляется весьма перспективным. Особенно, если подтвердится, что истинное пустотное пространство пород БС близко к подобным сеточным моделям, как гипотетически предположено выше.

Преимуществом такого упрощения трёхмерных изображений пустотного пространства является то, что расчёты с использованием таких сеточных моделей по скорости счёта значительно превосходят все остальные модели пористой среды, ввиду значительного упрощения структуры порового пространства [743, 745, 767]. Кроме того, вычисления могут вообще быть сведены к простым эмпирическим формулам [853].

Это позволяет рассматривать и образцы гораздо большего размера, чем при использовании прямых методов решения уравнений переноса в реальной геометрии пустотного пространства.

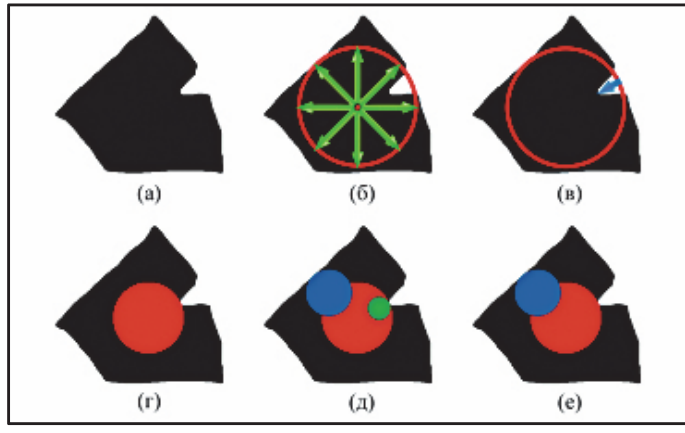


Рис. 4.4.13. Иллюстрация алгоритма вписывания сфер максимального размера в изображение пустотного пространства[745];
а – исходный фрагмент пустотного пространства (обозначено черным), **б –** этап развёртки, **в –** этап свёртки**, г** – выделенная в результате сфера**, д –** поиск других сфер, **е –** удаление вложенных сфер

Следует подчеркнуть, что в принципе соединяющие «поры» в сеточной модели каналы при их размерах от десятков до сотен нанометров должны быть сконструированы так, чтобы существовала возможность учесть нелинейный характер фильтрации флюидов.

4.4.3.8. Выводы по разделу 4.4.3

Очевидно, что для достоверного прогнозирования и регулирования методов разработки БС необходимо найти решение следующих проблем:

– корректное математическое описание процессов массопереноса на микромасштабе в породах БС;
– замена натурных лабораторных экспериментов численным моделированием;
– совершенствование алгоритмов и сокращение времени численного решения сформулированных уравнений переноса на микромасштабе.

Очевидно, что это создаст основу для последующего моделирования массопереноса на бóльших пространственных масштабах.

Подчеркнём, что, по нашему мнению, для решения второй из указанных проблем необходимо повысить обоснованность методов реконструкции пустотного пространства пород БС по данным рентгеновской томографии; а также – упрощения получаемых изображений с помощью сеточных моделей.

В свою очередь, это, как представляется, требует проведения работ по созданию соответствующих эталонов пустотного пространства,

охватывающих основные типы и интервал в размерах элементов пустотного пространства пород БС.

4.5. Возможность применения фрактального подхода к описанию фильтрационной структуры пород БС

Известно, что поведение нефтегазоносных коллекторов, представленных пористыми или трещиноватыми средами, в существенной мере определяется стохастическими факторами (включая хаотическое распределение зёрен породы и трещин по форме и размерам). Поэтому горные породы, в сущности, ведут себя как системы с фрактальной структурой [830—833, 836].

Фактически пористое тело является большим кластером (агрегатом), составленным из малых фрактальных кластеров. Характеристикой подобных веществ является не столько сама пористость и размеры пор, а фрактальная размерность, определяющая вид стохастического распределения поровых пустот и трещинных каналов [830—833, 836].

Система фильтрационных каналов пород БС, представляющая, как показано выше, сочетание трещин (сложной траектории и частично заполненных кристаллами различных минералов и ОВ), а также пор и каверн различного пространственного масштаба, имеющая иерархическую пространственную структуру, скорее всего, также более адекватно может быть описана в терминах стохастической фрактальной геометрии. Вероятно, что она представляет собой систему фрактальных кластеров, например, наподобие кровеносной системы (смотри точное отображение части этой системы на **рис. 4.5.1**).



Рис. 4.5.1. Структура части кровеносной системы человека [834]

Фильтрационная структура БС, вероятнее всего, будет менее разветвлённой, чем реальная кровеносная система, а сечение каналов – не круглое, а эллиптическое, со стохастически распределённой величиной аспектного соотношения.

В такой системе для описания переноса флюидов необходимо применять и иной математический аппарат. Например, перенос нефти в такой фрактальной структуре характеризуется плотностью вероятности **f(r,t)** найти частицу, помещённую в момент времени $\mathbf{t = 0}$ в точку **0,** в момент времени $\mathbf{t \neq 0}$ в точке **r**. Функция **f(r,t)** является неаналитической и имеет особенности на всех масштабах. Распределение нефти в таком коллекторе можно описывать уравнением диффузии на фрактале, которое, например, в сферических координатах имеет вид [832]:

$$\frac{\partial F}{\partial t} = \frac{1}{r^{D-1}} \frac{\partial}{\partial r} \left[K \cdot r^{D-1-\xi} \frac{\partial F(r,t)}{\partial r} \right],$$

Где **F(r,t)** – плавная огибающая функции **f(r,t)**, **K** – обобщённый коэффициент диффузии, ξ – показатель аномальной диффузии, **D** – фрактальная размерность изучаемого объекта, которая по теории фракталов может быть дробным числом (например, для классических гранулярных песчаников **D** = 2,57—2,87 [832]).

Насколько можно судить по опубликованным данным, для описания пород БС такой подход пока не привлекал внимания исследователей, хотя по совокупности сведений о неоднородности, стохастичности и иерархичности фильтрационной структуры этих пород он представляется достаточно интересным и, вероятно, наиболее адекватным реальной фильтрационной структуре БС.

В пользу этого вывода свидетельствует и то, что анализ ряда лабораторных и промысловых данных показал фрактальный характер временных рядов замеров дебита жидкости [832, 835] и кривых давления в скважине [837]. Зоны пласта с ухудшенной проницаемостью также имеют фрактальную, «расползающуюся» структуру [830, 831]. Согласно некоторым данным [832], успешность воздействия на пласт более эффективна в том случае, если по кривой восстановления давления в данной скважине диагностируется наличие фрактальной структуры. Было предложено использовать фрактальные характеристики временных рядов замеров в качестве диагностических критериев, определяющих состояние объектов разработки [832].

Сложность применения этого подхода состоит в том, что требуется пересмотреть математический аппарат расчёта течения флюидов, а также методику и алгоритмы расчёта дебитов скважин и иных показателей разработки, используемые в настоящее время в практике оценки и регулирования месторождений.

Тем не менее, **для выявления особенностей топологии фильтрационной структуры и особенностей фильтрации флюидов в условиях сильной стохастической неоднородности такой подход следует апробировать в дальнейшем и для изучения пород БС.**

4.6. Плотность пород баженовской свиты

Сложный минералогический состав пород баженовской свиты, его пространственная изменчивость, наличие и вариации содержания органического вещества, сложный характер пустотности предопределяют значительные пространственные вариации плотности пород, но, разумеется, в обычном для этого параметра интервале: 2—3 г/см^3.

По данным, приведённым в работе [87], плотность твёрдой фазы пород БС меняется от 2,2 до 3,15 г/см^3.

Близкие значения минералогической плотности приведены и в диссертации [250] (смотри **рис. 4.6.1**).

Плотность пород в целом, разумеется, ниже, – за счёт наличия пустотности и иных причин. Согласно ранним данным [89], плотность основных пород-коллекторов баженовской свиты в среднем равна 2,2—2,35 г/см^3, и характеризует, главным образом, кремнистые разности пород. Минимальные значения плотности соответствуют глинистым разностям. Более высокие значения плотности в основном определяются содержанием пирита, хотя в отдельных случаях соответствуют карбонатным породам [89].

Согласно монографии [131], плотность пород баженовской свиты изменяется от 2,04 до 2,5 г/см^3, при средней величине 2,32 г/см^3. Подстилающие и перекрывающие породы имеют средние плотности 2,43 и 2,40 г/см^3 [131]. Более низкая плотность пород баженовской свиты, по сравнению со вмещающими отложениями, обусловлена двумя причинами: а) наличием компонентов с малым удельным весом: органического вещества, опала, халцедона и так далее, а также листоватых глин [89, 131], б) вторичным уплотнением за счёт АВПД [158]. В работе [158] указан общий интервал значений плотности пород БС, равный 2,1—2,55 г/см^3, но при этом на Маслиховской площади, характеризующейся наличием АВПД, нередки значения плотности в 1,9—2,2 г/см^3 (смотри **рис. 4.6.2**).

Характерно, что в то же время на Ай-Пимской площади интервал изменения плотности был несколько шире и составлял от 1,9 до 3,1 г/см^3 [158], при этом никакой зависимости изменения плотности с глубиной отмечено не было.

Для полноты изложения приведём данные о **плотности различных литотипов пород** из работы [158] (смотри **таблицу 4.6.1**).

Эти данные могут быть использованы при численном моделировании ТГВ в баженовской свите.

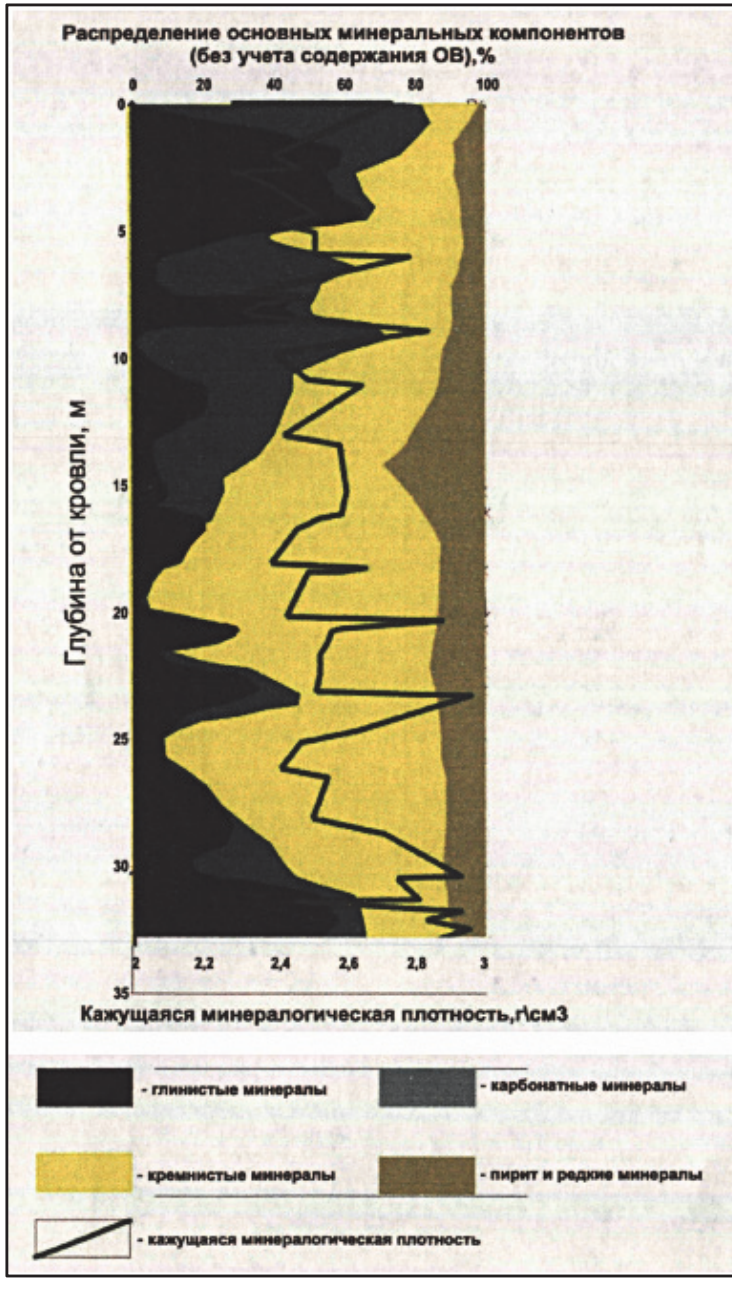


Рис. 4.6.1. Сводный генерализированный литологический разрез Сахалинской площади с данными по минералогической плотности [250]

В работе [288] по результатам изучения разрезов БС семи скважин Красноленинского свода и двух скважин Сургутского свода выявлена зависимость плотности (в г/см^3) и радиоактивности пород (в мкР/ч):

$$\delta_п = -4 \cdot 10^{-3} I_\gamma + 2{,}443.$$

Наличие подобной зависимости позволило автору работы [288] показать основные тенденции изменения плотности при изменении содержания основных породообразующих компонентов (смотри выше **рис. 4.6.4**).

Следует отметить, что минералогическая плотность сланцеподобных пород, обогащённых ОВ, заметно уменьшается с ростом содержания ОВ в скелете породы [617] – смотри выше **рис. 4.6.5**, на котором отображена эта зависимость для ряда горючих сланцев.

Поскольку плотность зависит не только от содержания ОВ, но и от значительного числа других факторов, невозможно получить одно уравнение подобного типа [617]. Однако многочисленные исследования показывают, что для горючих сланцев сохраняется общая тенденция снижения минералогической плотности с ростом содержания ОВ [617].

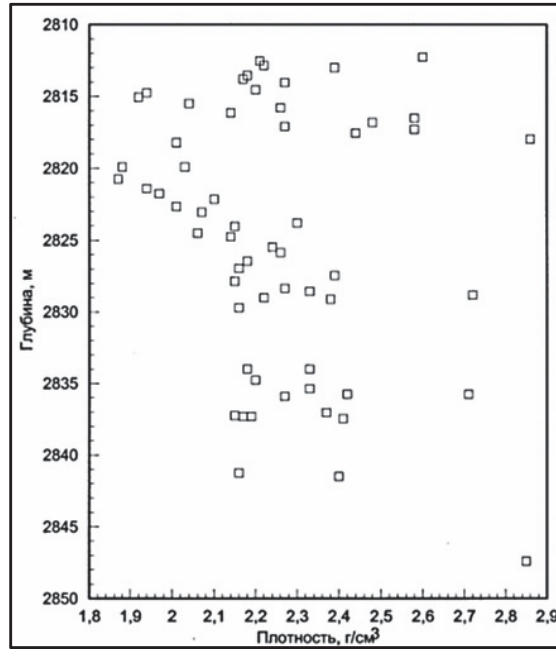


Рис. 4.6.2. Вариации плотности баженовских пород с глубиной в скв.№23 Маслиховской площади [данные М.Ю. Зубкова из работы № 158]



Рис. 4.6.3. Разделение литотипов баженовского горизонта Запада Широтного Приобья на коллекторы (жёлтый цвет) и неколлекторы (серый цвет) [134]

Номер литотипа	Характеристика литотипа	Плотность, г/см^3	
		Твёрдой фазы	Объёмная
I	Глинистый	$\frac{2,60}{2,50 - 2,90}$	$\frac{2,45}{2,35 - 2,60}$
II	Керогено-глинистый	$\frac{2,55}{2,40 - 2,90}$	$\frac{2,30}{2,25 - 2,45}$
III	Глинисто-керогено-кремнистый	$\frac{2,45}{2,20 - 2,80}$	$\frac{2,25}{2,15 - 2,39}$
IV	Глинисто-кремнисто-керогеновый	$\frac{2,30}{2,00 - 2,50}$	$\frac{2,15}{2,00 - 2,25}$
V	Глинисто-керогено-карбонатный	$\frac{2,55}{2,40 - 2,90}$	$\frac{2,35}{2,25 - 2,50}$
VI	Керогено-глинисто-карбонатный	$\frac{2,65}{2,40 - 3,00}$	$\frac{2,40}{2,30 - 2,50}$
VII	Карбонатный	$\frac{2,75}{2,60 - 2,30}$	$\frac{2,60}{2,50 - 2,65}$
VIII	Песчано-алевритовый	$\frac{2,39}{2,30 - 2,70}$	$\frac{2,05}{2,00 - 2,65}$

Таблица 4.6.1. Плотность литотипов пород баженовской свиты и вмещающих отложений (по данным работы [158])

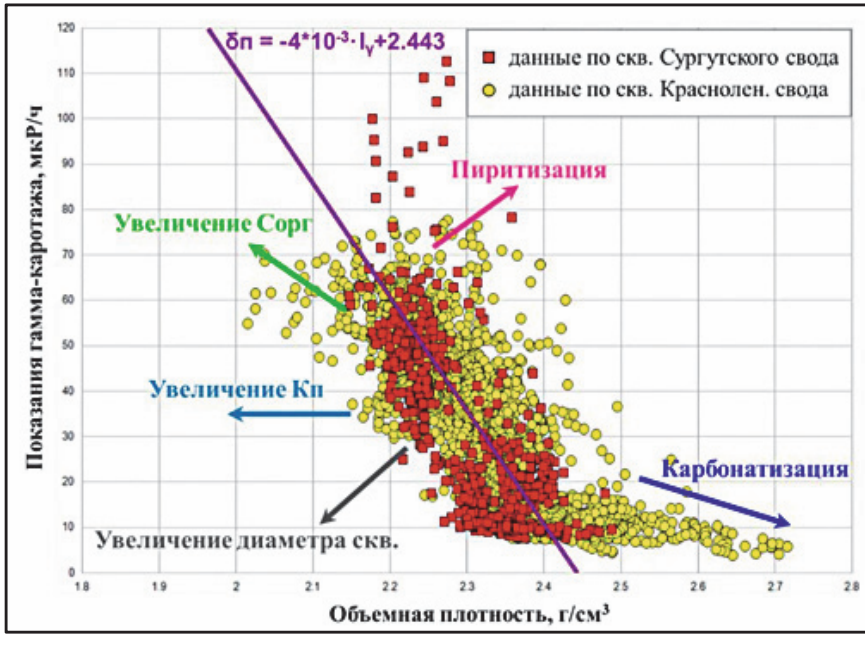


Рис. 4.6.4. Сопоставление естественной радиоактивности (показания ГК) и объёмной плотности пород баженовской свиты[288]

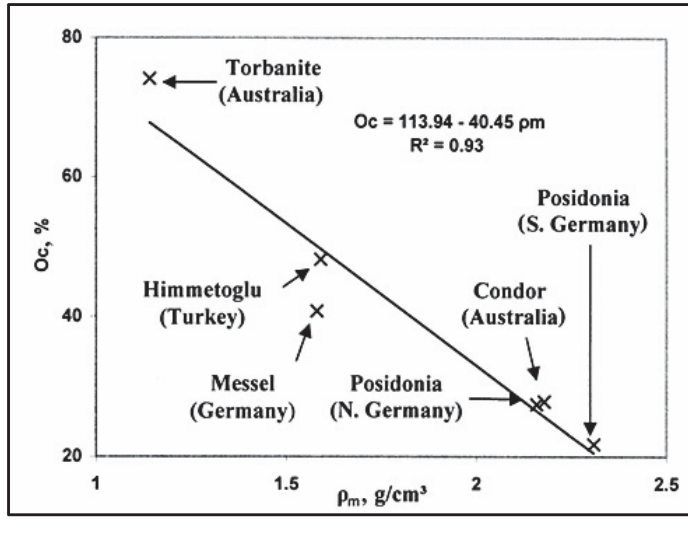


Рис. 4.6.5. Зависимость минералогической плотности и содержания ОВ в некоторых горючих сланцах [617]

4.7. Выводы по материалам Части IV

Рассмотренные в обзоре опубликованные материалы с результатами изучения пустотного пространства пород БС составляют, разумеется, лишь небольшую часть всех данных, накопленных за 60 лет её изучения.

Тем не менее, они позволяют сформулировать ряд утверждений:

1. Ввиду большой площади распространения БС, изменчивости её состава и параметров, интервал изменения пористости весьма широк: от 0,06% до 15%. Однако наиболее типичным является интервал изменения пористости 6—10%. Средняя величина пористости по различным данным (и для разных частей БС) составляет около 7,5% (но это, разумеется «среднее по больнице»).

2. Величина пористости заметно различается для различных литологических разностей, слагающих породы БС.

Основная масса глинистых битуминозных пород, составляющих так называемую «матрицу» пород БС, характеризуется сравнительно невысокой пористостью – от 2 до 8%.

Отдельные разности (апорадиоляритовые известняки и доломиты, чисто песчано-алевритовые породы) могут иметь и более высокую пористость: до 15—16%.

Чисто карбонатные слои, залегающие, например, на границе баженовской и абалакской свит, могут иметь достаточно низкую общую пористость (порядка первых процентов), но сравнительно хорошую трещинную проницаемость.

3. Пустотное пространство в отложениях БС представлено несколькими генетическими типами пор, соотношение которых в разрезах и по площади меняется в зависимости от интенсивности постседиментационных процессов в осадке и в породе.

Ёмкость пород-коллекторов баженовской свиты определяют несколько видов пустот: первичные седиментационные поры органо-минеральной массы (диагенетические, выщелачивания, межтекстурные микротрещины); седиментационные поры (щелевидные; межагрегатные; пустоты между отдельными минеральными формами).

4. Существенное влияние на формирование пустотного пространства пород БС оказывают вторичные процессы преобразования этих пород: цементация первичного порового пространства, замещение органических остатков, перекристаллизация минерального биогенного материала, перекристаллизация, кальцинация в кремнистых разностях, выщелачивание, пиритизация ёмкостного пространства, переход части твёрдого ОВ в жидкую

и газообразную фазу, разуплотнение и повышение пористости глин, доломитизация литифицированных известняков.

5. Весьма сложны процессы преобразования радиоляритов; в зависимости от характера растворов, отжатых из вмещающих отложений, внутри радиоляритов могут отлагаться кристаллы халцедона, опала, доломита, кальцита.

6. В керогене существуют замкнутые поры, возникшие в процессе термобарического преобразования ОВ (смотри **Часть V**). Возникающие в керогене поры заполняются углеводородами, возникающими при термобарической деструкции ОВ, а на стенках пор происходит адсорбция УВ, преимущественно – газа. Процесс созревания (термического преобразования) твёрдого ОВ в скелете (керогена) приводит к существенному изменению и количества, и структуры возникающих в нём пор.

Величина «керогеновой пористости» увеличивается по мере возрастания степени катагенетического преобразования керогена. Объём «керогеновой пористости» в породах, сходных с БС, может достигать 50% от объёма твёрдого керогена, а в БС, по некоторым приблизительным оценкам, составляет 17% от общего объёма ОВ; при этом насыщение этих, «керогеновых», пор жидкими и полужидкими битумоидными компонентами может достигать 100%.

Размер керогеновых пор значительно меньше 1 мкм, а может составлять всего несколько десятков нанометров. Но соединяясь между собой, они образуют полости, размеры которых могут быть более 2 мкм. Поры в керогене характеризуются значительной пространственной неоднородностью.

7. В минеральной части пород БС наблюдаются каверны, – в первую очередь, в карбонатных пластах, в основном залегающих в низах баженовской свиты и верхах абалакской или георгиевской свит. В глинисто-карбонатно-кремнистой массе свиты встречаются микрокаверны.

Большое количество пустот, более мелких, чем каверны и микрокаверны, присутствует в кремнистой массе пород. Эти участки сложены микрокристаллами кварца, а сами поры представляют собой пустоты между отдельными кристаллами или их скоплениями.

8. В целом в породах БС встречаются следующие типы пустотного пространства:

– *порово-микрокавернозное и межкристаллическое*, образованное вследствие растворения скелетов радиолярий и впоследствии частично карбонатизированных;
– *трещинно-кавернозное;*

– *пустоты сложной морфологии,* образовавшиеся в результате замещения органических остатков, а также перекристаллизации минерального биогенного материала.

9. Каверно-трещинная пустотность пород баженовской свиты в целом составляет от < 0,1% до 5—8% и даже до10%; динамическая ёмкость может составлять 2—5%.

Чисто трещинная пустотность пород баженовской свиты в большинстве случаев изменяется от 0,1% до 0,5%.

10. Открытая пористость пород баженовской свиты меняется в широких пределах: от 0,1 до 15%, но значительная часть пород имеет значения открытой пористости по керосину всего лишь порядка 2%.

Для пород с порово-трещинной пустотностью открытая пористость не превышает 3,5—4%. Матрица пород с трещинно-кавернозной пустотностью имеет открытую пористость, равную 2—5%. В существенно глинистых разностях пород динамическая пористость составляет от 3% до 7% от всего объёма седиментационных пор.

11. Размер *порово-микрокавернозных* пустот составляет **n · 0,1 мм**. Они соединены мелкими каналами, представляющими собой межкристаллическое или межагрегатное пространство между микрокристаллами кварца и агрегатами кварца-халцедона.

В основной массе глинисто-битуминозных пород («матрице») радиус пор составляет всего 50—100 Å (5—10 нм). Вообще, в большей части образцов, не разбитых трещинами, размер пор и **поровых каналов** изменяется от 10 до 4000 Å, а в среднем составляет 40 Å (соответственно: 1—400 нм, в среднем – 4 нм). Средний радиус устьев пор коллекторов баженовской свиты составляет от единиц до 20 нм.

Размер микрокаверн обычно составляет от 1 до 50 мкм, иногда до 60 мкм, но может достигать и 100 мкм. Размер микрокаверн, образованных вследствие растворения скелетов радиолярий и впоследствии частично карбонатизированных, несколько больше: диаметр – до **n 100 мкм,** длина – до 250 мкм.

12. В подошве баженовской свиты, на границе с абалакской (георгиевской) свитой залегают обычные известняки с вторичной пористостью, которая в основном складывается из объёма каверн, развитых по трещинам и достигающих иногда нескольких сантиметров в диаметре и иногда – нескольких десятков сантиметров в длину.

13. Раскрытость трещин в различных литологических разностях пород БС и в различных её частях колеблется в очень широких пределах: от 0,01 мкм (10 нм) до 5000 мкм (0,5 см!). Но величина раскрытости трещин сильно

различается для разных литотипов, в зависимости от их состава. (В карбонатах, залегающих в низах баженовской свиты, а также в кровле абалакской или георгиевской свит встречаются трещины и большей раскрытости.)

В большей части пород, особенно – в глинисто-битуминозной матрице, раскрытость трещин составляет от первых микрометров до первых десятков микрометров.

В прослоях силицитов, карбонизированных силицитов раскрытость трещин может увеличиваться до долей или единиц миллиметров, а в карбонатных породах, залегающих в низах баженовской свиты, может составить до миллиметров или даже нескольких сантиметров.

Тот же порядок имеет и длина трещин в соответствующих типах пород.

14. Проницаемость *не трещинной части матрицы* пород БС варьирует в широких пределах: от 10^{-6} до 10^{-1} мД. В отдельных образцах фиксировались аномальные значения и до 1000 мД, но в подавляющем числе измеренных образцов проницаемость была ниже 10^{-2} мД. Даже в коллекции, где зафиксирована проницаемость 1000 мД, большая часть образцов имела всё же проницаемость менее 3 мД. Эти результаты, в целом, соответствуют величинам проницаемости, рассчитанным по данным о диаметрах устьев пор, а также проницаемости ряда сходных с БС пород, слагающих залежи сланцевой нефти и газа.

15. За исключением типичных известняков в низах баженовской свиты, трещинная проницаемость пород БС, как правило, составляет от единиц до нескольких десятков миллиДарси, но с возможными выбросами до сотен миллиДарси.

16. Данные, представленные в **Части V** и в предыдущих разделах **Части IV**, позволяют предположить, что при ТГВ в породах БС будет иметь место термическое преобразование пустотного пространства пород – за счёт деструкции керогена, а также возникновения локальных термоупругих напряжений. Этот процесс должен вызывать рост пористости, значительный рост проницаемости пород, изменение структуры пор, появление системы микротрещин**.**

Этот процесс (как показано далее в **Части VI**) **значительно влияет на величину коэффициента извлечения нефти, образованной при искусственном термолизе керогена, что и составляет основу ТГВ.**

В любом случае такие явления могут также существенно изменить расчётный режим закачки воздуха и воды, необходимый для поддержания устойчивого перемещения фронта окисления к добывающей скважине, а также – величину температуры на фронте окисления.

17. **На процесс растрескивания при нагреве пород, сходных с БС, влияет несколько факторов:**

1) количество и степень преобразованности ОВ;
2) величина и характер напряжений в породе;
3) их ориентация по отношению к плоскости напластования;
4) изменения напряжений в результате:
   – появления и расширения газов и паров, возникающих от деструкции ОВ;
   – теплового расширения минерального скелета.

Эти факторы и неполнота имеющихся данных и крайне незначительное число исследований для пород БС **на сегодняшний день не позволяют сформулировать какую-то модель этого процесса ни в виде системы уравнений математической физики, ни в виде эмпирических закономерностей.**

На сегодняшний день не ясна до конца ни степень важности этих процессов при реализации ТГВ, ни методология их учёта при моделировании. Значительная часть цитированных в данной части исследований проводилась при атмосферном давлении и при возможности свободного ухода продуктов реакции от места их генерации. Поэтому неясно, как на термическое растрескивание пород будет влиять высокое пластовое давление в баженовской свите (30—60 МПа); напряжённое состояние пород; как может сказываться характер пространственного распределения керогена в породе и степень его топологической связности.

Для развития метода ТГВ в целом, а также для корректного численного моделирования и прогноза результатов ТГВ целенаправленные экспериментальные исследования в этом направлении представляются совершенно необходимыми. Ввиду сложности процесса такие исследования, скорее всего, должны носить характер численных экспериментов (смотри **п. 6.5**).

18. Породы БС в значительной степени гидрофобны.

Для глинистых коллекторов БС характерна неоднократность (стадийность) процесса гидрофобизации: в седиментогенезе; в первичном диагенезе – за счёт образования коллоидного кремнезёма на поверхности осаждающихся частиц и сорбции ОВ его поверхностью; а также в катагенезе – в результате термического преобразования ОВ. Существует и дополнительная возможность гидрофобизации, связанная с миграцией нефти, пришедшей извне; её контакт с гидрофильной частью поверхности породы может привести к изменению характера её смачиваемости.

Указанные особенности формирования пород свиты и приводят к высокой степени её гидрофобизации.

19. При абсолютном преобладании гидрофобной поверхности, часть поверхности пор всё же и в БС является гидрофильной. Часть воды остаётся в

породах с периода седиментогенеза отложений, часть – образуется при катагенетических преобразованиях органического вещества и остаётся в породе – в той области, в которой происходило преобразование ОВ.

Количество остаточной воды **от объёма пор** в разных исследованиях, проведённых на разных коллекциях образцов и из разных частей БС, колеблется в очень широких пределах: от 0 до 45%. Среднее же содержание остаточной воды колеблется от 3,8% до 17%.

Однако сопоставление опубликованных объёмов остаточной и физически связанной воды в БС указывает на то, что большая часть воды является физически связанной. Остальная часть, скорее всего, заключена в порах малого диаметра или тупиковых. В гидрофобной части коллектора БС, в центрах крупных пор или микрокаверн, могут содержаться глобулы свободной воды, но количество такой воды в БС не должно быть значительным.

20. В горных породах остаточная вода содержится в различных видах: в виде плёнок различной толщины она располагается в крупных и мелких поровых каналах, заполняет углы и извилистые участки; почти полностью занимает мельчайшие поры размером менее 1 мкм. Именно этим объясняется широкий интервал оценок **толщин плёнок связанной воды в горных породах: от4 · 10^{-4} мкм до 2 мкм**.

21. **Для жидких УВ в БС, в зависимости от природы твёрдой фазы и компонентного состава жидкой фазы УВ, толщина граничного слоя УВ, в принципе, может достигать 2—5 мкм.**Толщина слоя уменьшается с ростом радиуса капилляра или с ростом градиента давления.Образование адсорбционного слоя ведёт к построению на его основе граничного слоя жидких УВ; вязкость этого слоя в 10—15 раз выше вязкости жидкости в объёме, а **толщина в ряде случаев соизмерима с радиусом поровых каналов.**

До настоящего времени для пород БС нет данных о том, какова будет толщина адсорбционных слоёв в тонких пустотах различной геометрии, характерных для БС; какова структура этих слоёв, их реологические свойства на разном удалении от поверхности скелета. Не определён конкретный вид закона течения в фильтрационных каналах диаметра от единиц нанометров до единиц микрон, имеющих адсорбированную плёнку углеводородов.

Эти вопросы для пород БС требуют отдельного специального рассмотрения.

Тем не менее, насколько можно судить по опубликованным данным, в глинисто-битуминозных породах баженовской свиты устья поровых каналов в большинстве случаев меньше потенциальных толщин адсорбционных слоёв, как воды, так и тем более – нефти.

Это означает, что даже однофазное течение в не трещинных породах баженовской свиты будет иметь заведомо нелинейный характер – течение с «начальным градиентом».

Возможность нелинейности фильтрации флюидов в БС до настоящего времени не рассматривалась. В работах, в которых вообще моделировалась фильтрация флюидов в БС [46, 48, 54, 58, 123, 151, 153, 281, 300, 489, 657], использовалась классическая схема описания фильтрации Бакли – Леверетта; нелинейные эффекты не учитывались; возможность и обоснованность пренебрежения этими явлениями также не изучена.

Вопрос этот выходит далеко за рамки рассмотрения только добычи УВ из пород БС. Сходные с БС породы распространены и в мире, и в России (смотри **п. 1.2**) **и потенциальные ресурсы УВ в этих отложениях огромны** (смотри **п. 1.2.3**)**. Таким образом, изучение фильтрации флюидов в порах и трещинах с нанометровыми размерами, с учётом взаимодействия УВ флюидов с поверхностью этих фильтрационных каналов является одним из важнейших вопросов в освоении этих углеводородных ресурсов в будущем.**

22. На сегодняшний день качественные оценки вляния нагрева на характер смачиваемости пород достаточно противоречивы. При изучении влияния нагрева на смачиваемость терригенных пород ряд исследователей приходит к выводу, что за счёт нагрева порода становится *более гидрофильной,* другие – что *более гидрофобной*, третьи – что становится *нейтральной по смачиваемости*. Имеются данные, указывающие на то, что по мере нагреванияможе происходить *увеличение степени гидрофобности, а затем её уменьшение* при последующем повышении температуры.

Менее противоречивы результаты, полученные в карбонатных породах, у которых, по имеющимся данным, с повышением температуры степень гидрофильности повышается.

На сегодняшний день вряд ли возможно достоверно предсказать характер изменения смачиваемости пород БС при нагреве для термобарических условий её залегания.

Вопрос этот требует более тщательного исследования, которое пока не проводилось.

23. При ТГВ, за счёт появления пространственного распределения пластовой температуры, появляется и пространственная неоднородность смачиваемости – уже в мезо- и макромасштабе. Подобная неоднородность вызывает, скорее всего, изменение характера вытеснения углеводородной жидкости водой и величин всех параметров, характеризующих двухфазную фильтрацию. **Для ТГВ изменение характера смачиваемости при нагреве пород, влияние пространственного изменения смачиваемости по длине пласта, возникающей за счёт его прогрева с перемещающимся фронтом окисления УВ является одним из крайне важных факторов,**

определяющих характер течения флюидов – и вообще эффективность этого метода. Этот вопрос нуждается в тщательном специальном исследовании.

24. Есть экспериментальные данные, позволяющие предположить, что гидрофобность породы понижается при росте степени катагенеза ОВ. Поскольку степень катагенеза меняется по латерали в макромасштабе, то отсюда следует возможность существования пространственной макромасштабной неоднородности смачиваемости пород баженовской свиты.

Это означает, что и начальная фильтрация флюидов в породах БС, и её изменение при нагреве также будут различны в разных частях БС, отличающихся степенью катагенеза ОВ.

Для БС подобные исследования пока не проводились и возможные вариации смачиваемости в макромасштабе не оценивались.

25. Необходимо повысить обоснованность методов реконструкции пустотного пространства пород БС по данным рентгеновской томографии, а также способов упрощения получаемых изображений с помощью сеточных моделей. Данные такой реконструкции существенны при решении важных вопросов фильтрации флюидов на микромасштабе, а именно:

– корректном математическом описании процессов массопереноса на микромасштабе в породах БС и замене натурных лабораторных экспериментов численным моделированием;

– совершенствовании алгоритмов расчёта основных параметров уравнений массопереноса – для последующего моделирования на бóльших пространственных масштабах;

Для этого необходимо создание коллекции специальных эталонов пустотного пространства пород БС из представительного набора образцов керна.

26. Совокупность информации о строении и характерных размерах пустотного пространства пород БС приводит к выводу, что закономерности фильтрации – как однофазной, так и двухфазной – флюидов на микроуровне будут существенно отличаться от классических представлений.

Ввиду важности вопроса, необходимо выполнить:

1) обобщение имеющихся исследований особенностей массопереноса в микропустотах различного диаметра и конфигурации – в породах, сходных с БС, а также в тонкопористых фильтрах;
2) цикл работ по численному моделированию процессов массопереноса в породах баженовской свиты на микроуровне на основании структуры пустотного пространства пород, получаемой с помощью рентгеновской томографии.

В этих работах непременно необходимо учитывать:

– сложный компонентный состав пластовых УВ систем;

– сложную конфигурацию пустотного пространства;
– различный диаметр фильтрационных каналов;
– взаимодействие пластовых флюидов с поверхностью пустот (как при постоянстве, так и при пространственной изменчивости характера взаимодействия);
– шероховатость стенок пустотного пространства;
– наличие тупиковых пор;
– многокомпонентную одно- и многофазную фильтрацию, а также молекулярную и конвективную диффузию.

Цель таких работ состоит в математической и физической формулировке полной системы уравнений массопереноса в пустотном пространстве пород БС на микроуровне.

27. Фильтрационная модель структуры динамического пустотного пространства пород БС, вероятнее всего, более соответствует иерархической дискретной системе трещиноподобных фильтрационных каналов различного пространственного масштаба.

Сечение каналов скорее всего – эллиптическое, при различной величине аспектного отношения, распределённого по некоторому статистическому закону (ввиду значительной изменчивости всех параметров пород БС). Стенки каналов – шероховатые, некоторое количество каналов являются тупиковыми. Поверхность каналов при пластовых условиях преимущественно гидрофобна.

Порода между каналами представляет собой поровую среду, с очень низкой проницаемостью; при изотермической фильтрации массообмен между этой частью пород и каналами скорее всего, сильно затруднён из-за отклонений фильтрации от линейного закона Дарси (а в значительной части матрицы вообще отсутствует).

28. В принципе, для описания сильно неоднородной, иерархической фильтрационной структуры пород БС может быть перспективным применение фрактального подхода, что для пород БС пока не применялось, насколько можно судить по опубликованным данным.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ **4**

Благодарности **11**

ЧАСТЬ I. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ **12**

1.1. Об использованной в обзоре терминологии **12**
1.1.1. Термины, касающиеся нетрадиционных коллекторов 12
1.1.2. Термины, связанные с органическим веществом 15
1.1.3. Термины, связанные с пустотным пространством 16

1.2. Отложения, сходные с баженовской свитой **17**
1.2.1. Распространённость в мире и ресурсы углеводородов в отложениях, сходных с баженовской свитой 17
1.2.2. Распространённость в России отложений, сходных с баженовской свитой 20
1.2.3. Различные оценки ресурсов углеводородов в России, приуроченных к баженовской свите и сходных с нею отложениям 22

1.3. Выводы по материалам Части I **29**

ЧАСТЬ II. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ, ПРОЦЕССОВ ЕЁ ФОРМИРОВАНИЯ, ЛИТОЛОГИИ ПОРОД И СВОЙСТВ НЕФТЕЙ **32**

2.1. Некоторые общие сведения о баженовской свите **32**

2.2.Классическая схема формирования пород баженовской свиты **40**
2.2.1. Механизмы формирования пород свиты в классической модели 40
2.2.2. Изменчивость условий осадконакопления в рамках классической модели и фациальное районирование БС 51

2.3. Неклассические механизмы формирования пород баженовской свиты **56**
2.3.1. Аномальные разрезы баженовской свиты 56
2.3.2. Механизмы образования аномальных разрезов 59
2.3.3. Значимость зон аномальных разрезов для добычи нефти 65
2.3.4. Изменчивость отложений в неклассических моделях образования баженовской свиты 69

2.4. Некоторые литологические особенности пород баженовской свиты **71**
2.4.1. Процессы диа- и катагенетического преобразования пород БС 71
2.4.1.1. Растворение силицитов на стадии диагенеза, формирование на их месте карбонатов и пирита; карбонатизация; окремнение 74
2.4.1.2. Доломитизация 78
2.4.1.3. Пиритизация 79
2.4.1.4. Гидротермальное выщелачивание 80
2.4.1.5. Преобразование глинистых минералов 80
2.4.1.6.Кристаллизация и перекристаллизация 81
2.4.1.7. Встречающиеся в БС примесные минералы 81
2.4.1.8. Вторичные процессы и пространственная неоднородность 82
2.4.2. Породообразующие компоненты отложений БС в нормальных разрезах 82
2.4.2.1. Компоненты пород баженовской свиты 82
2.4.2.2. Краткая характеристика минералов, слагающих породы баженовской свиты 89
2.4.2.3. Перечень основных компонентов пород баженовской свиты 94
2.4.2.4. Пространственная изменчивость минерального состава пород БС и её значение для численного моделирования ТГВ 96
2.4.3. Основные литотипы пород баженовской свиты в нормальных разрезах 97

2.4.5. Некоторые особенности определения литотипов пород БС 114
2.4.5.1.Признаки, используемые при выделении литотипов пород БС 114
2.4.5.2. О возможности отличающихся подходов к выделению литотипов в породах БС 115
2.4.4. Породообразующие компоненты отложений баженовской свиты в аномальных разрезах 117

2.5. Латеральная литологическая изменчивость пород баженовской свиты 120

2.6. Вертикальное расчленение и типизация разрезов скважин 128
2.6.1. Дифференциация разрезов скважин баженовской свиты 128
2.6.2. Дифференциация разрезов скважин баженовской свиты в районе Салымского типа разреза 132
2.6.3. Дифференциация разрезов скважин баженовской свиты в районе Красноленинского типа разреза 142
2.6.4. Типы аномальных разрезов 143
2.6.5. Латеральная изменчивость структуры разрезов скважин 146
2.6.5.1.Латеральная изменчивость нормальных разрезов БС 146
2.6.5.2. Латеральная изменчивость «аномальных» разрезов свиты 152

2.7. Иерархичность модели компонентного (вещественного) состава пород баженовской свиты 153

2.8. Выводы по материалам Части II 157

ЧАСТЬ III. ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И МОДЕЛИ КОЛЛЕКТОРОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ 160

3.1.Трещиноватость пород баженовской свиты 160

3.2. Микротрещиноватость 167

3.3. Механизмы образования микро- и мезотрещиноватости 172
3.3.1. «Литологические» механизмы образования трещин 172
3.3.2. Тектонические механизмы образования горизонтальных трещин 179

3.4. Вертикальные тектонические трещины 182
3.4.1. Классические вертикальные тектонические трещины 182
3.4.2. Малоамплитудные вертикальные трещины 184

3.5. Модели формирования и распространения коллекторов баженовской свиты 190

3.6. Трещиноватость пород аномальных разрезов баженовской свиты 195

3.7. Особенности строения трещин и их параметров 197

3.8. Механические свойства пород БС 200
3.8.1. Механические свойства ОВ в скелете пород БС 200
3.8.1.1. Механические свойства керогена на ранних стадиях его эволюции 201
3.8.1.2. Механические параметры ОВ в скелете пород, сходных с породами БС, на поздних стадиях созревания ОВ 203
Качественная картина изменения механических свойств ОВ на разных стадиях его созревания 203
Результаты экспериментальных работ 206
Расчётные схемы определения параметров ОВ, находящегося на разных стадиях его созревания 208
3.8.1.3. Выводы по разделу 3.8.1 210
3.8.2. Механические свойства пород, сходных с породами БС 212
3.8.2.1. Данные о механических параметрах горючих сланцев 212
Данные ранних определений механических параметров горючих сланцев 212
Некоторые результаты последующего изучения механических параметров горючих сланцев 213

3.8.2.2. Экспериментальные данные о механических параметрах пород, слагающих залежи сланцевых углеводородов ... 215
3.8.2.3. Расчётные величины механических параметров пород, сходных с БС ... 220
3.8.2.4. Выводы по разделу 3.8.2 ... 223
3.8.3.Механические свойства пород БС ... 224
3.8.3.1. Механические свойства пород БС по данным исследований керна ... 224
3.8.3.2.Механические свойства пород БС по данным ГИС ... 229
3.8.3.3. Выводы по разделу 3.8.3 ... 232
3.8.4. Неоднородность механических свойств пород БС и сходных с ними ... 233
3.8.4.1. Микронеоднородность ... 233
3.8.4.2. Вертикальная и латеральная неоднородность ... 236
3.8.5. Влияние неоднородности механических свойств пород на траекторию трещин ... 239
3.8.5.1.Усложнение траектории трещин при сильной микронеоднородности по механическим свойствам ... 239
3.8.5.2. Особенности траектории трещин при мезо- и макронеоднородности по механическим свойствам ... 243
3.8.5.3. Некоторые проблемы описания пустотного пространства трещин ... 248
3.8.5.4. Выводы по материалу п. 3.8.5 ... 248

3.9. Некоторые особенности сжимаемости трещин в породах БС ... 249

3.10. Зависимость от температуры механических свойств пород БС и сходных с ними ... 253
3.10.1. Факторы, контролирующие изменение механических свойств обогащённых ОВ пород при нагреве ... 253
3.10.2. Экспериментальные данные по горючим сланцам ... 255
3.10.3. Зависимость от температуры механических свойств пород, слагающих залежи сланцевой нефти и газа ... 257
3.10.3.1. Экспериментальные исследования ... 257
3.10.3.2. Расчётные зависимости механических параметров пород от температуры ... 261
3.10.4. Выводы по материалу п. 3.10 ... 263

3.11. Выводы по материалам части III ... 265

ЧАСТЬ IV. ПОРИСТОСТЬ, ПРОНИЦАЕМОСТЬ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ПАРАМЕТРЫ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ... 270

4.1. Пористость пород баженовской свиты ... 270
4.1.1. Некоторые особенности определения типов пористости пород баженовской свиты ... 270
4.1.2. Общие величины пористости ... 274
4.1.3. Значения пористости разных литотипов пород ... 276
4.1.4. Типы пустотного пространства и процессы его формирования ... 278
4.1.4.1. Генетические типы пустот ... 278
4.1.4.2. Вторичная пористость ... 278
4.1.4.3. Керогеновая пористость ... 282
4.1.4.4.Морфологические типы пустот; кавернозная и трещинная пористость ... 288
4.1.4.5. Открытые и замкнутые поры ... 290
4.1.5. Типы коллекторов ... 291
4.1.6. Размеры пустот ... 293
4.1.6.1. Типичные размеры и классификация микрообъектов ... 293
4.1.6.2. Размеры пор ... 295
4.1.6.3. Размеры устьев пор ... 296
4.1.6.4. Размеры микрокаверн ... 297
4.1.6.5. Размеры каверн в известняках ... 298
4.1.6.6. Раскрытость трещин ... 298

4.2. Проницаемость пород баженовской свиты ... 301
4.2.1. Проницаемость не трещиноватой части пород («матрицы») ... 301
4.2.2. Проницаемость пород аномальных разрезов ... 305

4.2.3. Трещинная проницаемость 306
4.2.4. Породы, слагающие приточные интервалы в скважинах, вскрывших баженовскую свиту..... 311
4.2.5. Изменение пористости и растрескивание пород БС при нагреве и термолизе керогена 312
4.2.5.1. Преобразования величины и характера пористости при нагреве за счёт термолиза ОВ 313
Данные по горючим сланцам..... 314
Исследования на образцах пород, слагающих месторождения «сланцевой нефти и газа»..... 321
Исследования на образцах пород БС..... 328
Исследование на образцах доманиковского горизонта..... 328
Связь изменений пористости с температурой 329
4.2.5.2. Изменение проницаемости пород при термолизе ОВ..... 331
4.2.5.3. Одновременное действие нагрева и механической нагрузки 332
4.2.5.4. Другие механизмы изменения пористости и проницаемости при нагреве пород БС 335
Коэффициент термического расширения..... 335
Термические напряжения..... 336
4.2.5.5. Некоторые выводы по изменению пористости и проницаемости с ростом температуры..... 339

4.3. Гидрофобность пород баженовской свиты..... 341
4.3.1. Определение смачиваемости пород и её значимость для разработки 341
4.3.2. Типы и гетерогенность смачиваемости пород..... 344
4.3.3. Механизмы гидрофобизации поверхности пород..... 346
4.3.4. Особенности механизма формирования гидрофобности пород баженовской свиты 350
4.3.5. Остаточная вода в породах баженовской свиты 352
4.3.6. Плёнки углеводородов на поверхности пор..... 354
4.3.7. Влияние разных факторов на изменение смачиваемости пород при нагреве..... 357
4.3.7.1. Состав породы и её глинистость..... 360
4.3.7.2. Осаждение асфальтенов 360
4.3.7.3. Взаимодействие между глинистыми частицами 361
4.3.7.4. Устойчивость водных плёнок..... 361
4.3.7.5. pH и минерализация..... 361
4.3.7.6. Краевой угол смачивания 361
4.3.7.7. Анализ изменений смачиваемости на опытных участках применения термических методов . 362
4.3.8. Пространственное изменение смачиваемости в макромасштабе..... 363

4.4. Некоторые проблемы создания модели фильтрации в породах БС 364
4.4.1. Факторы, осложняющие моделирование фильтрации жидкости в породах БС 364
4.4.2. Влияние малых размеров пор и смачиваемости на движение флюидов в породах БС 366
4.4.2.1. Отклонение закона фильтрации в БС от классического 366
Причины возможной нелинейности при однофазной фильтрации жидкости в породах БС.... 366
Эксперименты по обнаружению нелинейной фильтрации жидкости..... 369
Усложнение закономерностей многофазного течения жидкости при переменной смачиваемости..... 370
4.4.2.2. Возможная нелинейность фильтрации газа в пустотном пространстве пород БС 373
4.4.2.3. Значимость пространственной неоднородности смачиваемости, обусловленной пространственным распределением температуры..... 377
4.4.2.4. Выводы по разделу 4.4.2..... 379
4.4.3. Некоторые подходы к построению модели пустотного пространства пород БС 380
4.4.3.1. Некоторые особенности пустотного пространства пород БС 380
4.4.3.2. Необходимость создания корректной модели структуры пустотного пространства пород БС на микроуровне 381
4.4.3.3. Нахождение морфологии внутренней поверхности пустотного пространства..... 384
4.4.3.4. Определение трёхмерной морфологии пустотного пространства по двумерным изображениям 391
При растровой электронной микроскопии (РЭМ)..... 391
В классической стереологии 391
В современной стереологии 394
4.4.3.5. Компьютерная рентгеновская томография 396
4.4.3.6. Методы решения уравнений переноса в элементах пустотного пространства микронных и нанометровых размеров..... 404
4.4.3.7. Сеточные модели..... 407

4.4.3.8. Выводы по разделу 4.4.3 410

4.5. Возможность применения фрактального подхода к описанию фильтрационной структуры пород БС 411

4.6. Плотность пород баженовской свиты 413

4.7. Выводы по материалам Части IV 418

Валерий Адольфович Юдин

Проблемы в обосновании численных моделей разработки баженовской свиты с закачкой в пласт воздуха

Том I

Литературная редакция,
компьютерное оформление
и обработка иллюстраций
М.И. Якубович

Предпечатная подготовка
П.Э. Кутепова

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
СИСТЕМНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Подписано в печать 18.06.2018. Тираж 60 экз. Заказ № 2436.
Формат 60x90$^{1}/_{16}$. Печ. л. 27.

Отпечатано в ООО «Красногорский полиграфический комбинат»
107140, Москва, 1-й Красносельский переулок, дом 3, офис 17