

ВСЕРОССИЙСКИЙ НЕФТЯНОЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
(ВНИГРИ)

Л.П. Гмид, Л. Г. Белоновская,
Т. Д. Шибина, Н. С. Окнова,
А. В. Ивановская

МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ И ПЕТРОХИМИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Под редакцией доктора геолого-минералогических наук
А. М. Жаркова

Санкт-Петербург
2009

Рецензент:
профессор, доктор геолого-минералогических наук
Н. Н. Верзилин

Гмид Л.П. и др.

Методическое руководство по литолого-петрографическому и петрохимическому изучению осадочных пород-коллекторов / Л.П. Гмид, Л.Г. Белоновская, Т.Д. Шибина, Н.С. Окнова, А.В. Ивановская; под ред. А.М. Жаркова. — СПб. : ВНИГРИ, 2009. — 160 с., [16] с. цв. ил.

ISBN 978-5-88953-136-4

В методическом руководстве представлена классификация кремнистых, карбонатных и терригенных пород, приводится описание основных методов литолого-петрографического и петрохимического исследования осадочных пород-коллекторов, рассматривается роль трещин в фильтрационных процессах. В краткой форме освещаются основные теоретические предпосылки учения о коллекторах, рассматривают основные седиментационные процессы, определяющие условия среды формирования пород и влияющие на их дальнейшие преобразования. Приводятся результаты исследований влияния деформационных процессов на коллекторские свойства терригенных и карбонатных пород при разработке месторождений нефти и газа.

Методическое руководство сопровождается многочисленными рисунками и таблицами.

Работа может служить учебным пособием для студентов и специалистов, изучающих осадочные породы нефтегазоносных бассейнов.

Методическое руководство подготовлено по результатам работ и опыту многолетних исследований ВНИГРИ.

Содержание

Введение	5
1. Определение и классификация обломочных пород	9
1.1. Грубообломочные породы	11
1.2. Песчаные породы	13
1.3. Алевритовые породы	18
1.4. Группа переходных пород	18
1.5. Общая характеристика пород	25
1.6. Гранулометрический анализ	27
1.7. Акцессорные минералы	31
1.7.1. Методика минералогического анализа (иммерсионный метод)	32
1.7.2. Основные закономерности формирования минеральных ассоциаций	34
1.7.3. Карты распространения минералов и карты терригенно-минералогических провинций	39
1.7.4. Минералогические коэффициенты	40
1.7.5. Типоморфные особенности минералов	41
1.8. Текстуальный анализ	43
2. Определение и классификация глинистых пород	50
3. Определение и классификация кремнистых пород	61
3.1. Биогенные кремнистые породы	64
3.2. Хемогенные (химические) кремнистые породы	66
3.3. Кластогенные кремнистые породы (кластические силициты)	70
3.4. Кремнистые породы переходного типа (породы смешанного типа)	71
3.5. К вопросу изучения пустотного пространства в кремнистых породах	75

4.	Определение и классификация карбонатных пород	80
4.1.	«Чистые» известняки	80
4.2.	«Чистые» доломиты	84
4.3.	Доломитовые известняки и известковые доломиты	86
4.4.	Переходные разности от карбонатных пород к глинам, алевролитам и песчаникам	88
5.	Органическое вещество в петрографических шлифах	94
5.1.	Расчет баланса привноса-выноса элементов на древних ВНК газонефтяных месторождениях	97
6.	Оценка трещиноватости пород по методу «больших шлифов ВНИГРИ»	103
7.	Роль трещиноватости при оценке коллекторов и экспресс-метод определения трещинной проницаемости и пористости	113
8.	Факторы литогенеза и их роль в формировании структуры пустотного пространства	128
8.1.	Образование цементов	130
8.2.	Эпигенетические изменения в зоне катагенеза под влиянием УВ	133
9.	Влияние деформационных процессов, возникающих при разработке месторождений нефти и газа, на коллекторские свойства пород	137
10.	Геохимические параметры ряда элементов и их отношений как фациальных индикаторов (на примере верхнерифейских отложений Учуро-Майского прогиба)	143
10.1.	Геохимические показатели интенсивности выветривания или дифференциации вещества	144
10.2.	Геохимические индикаторы палеоклимата	144
10.3.	Геохимические индикаторы разделения морских от пресноводных осадков, показатели палеосолености ..	145
	Заключение	155
	Литература	158

ВВЕДЕНИЕ

Изучением осадочных пород геологи занимаются с момента основания геологической науки. Определение вещественного состава горных пород осадочного чехла всегда имело самое большое значение в связи с тем, что все месторождения полезных ископаемых, в том числе нефти и газа, извлекаются из недр Земли и генетически связываются с определенными отложениями.

Изучение пород начинается с их классификации. Первая классификация осадочных пород среди отечественных исследователей была опубликована М. С. Швецовым в 1934 году в курсе петрографии, согласно которой породы делились на обломочные, глины, продукты химического и биохимического осаждения. Позднее Л. В. Пустовалов в 1940 г. детализировал классификацию осадочных пород и выделил группы смешанного состава, в основу их выделения был положен фактор последовательности химического выпадения в осадок разных соединений. В конце XX века широкое распространение получили классификации осадочных пород по вещественному составу и генезису (В. П. Батулин, Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко, Н. Н. Верзилин, В. Н. Шванов, И. В. Хворова, Ю. П. Казанский и др.), но они, как правило, обладали сложным строением и не были удобны для работы. Встречаются и оригинальные классификации, в частности Ю. П. Казанский считал, что классификационные значения прежде всего имеют структуры, позволяющие разделить частицы на био-, grano- и кластоморфные.

Несмотря на принципиальную общность разных классификаций осадочных пород, накопление и преобразование последних происходит неодинаково в разных бассейнах седиментации, что определяет их петрографические и петрохимические различия.

В соответствии с решением практических задач, стоящих перед нефтяной геологией, сотрудниками лаборатории петрографии ВНИГРИ были разработаны классификации по терригенным, глинистым, кремнистым, карбонатным породам, которые были положены в основу литолого-петрографического изучения осадочных отложений основных нефтегазоносных провинций: Тимано-Печорской, Волго-Уральской, Северо-Кавказской, Прикаспийской, Восточной Сибири, Западно-Сибирской и др. регионов России. Наибольший вклад в изучение вещественно-петрографического состава осадочных пород в свое время внесли Н. Г. Бержец, Е. А. Зуйкова, В. Н. Киркинская, Р. В. Королева, С. С. Леви, И. А. Пинчук, Е. Н. Роднова, В. С. Сафонова, А. В. Стахеева, Л. В. Хмелевская и многие другие петрографы ВНИГРИ. В задачу исследований входило не только изучение вещественного состава осадочных пород, их структурно-текстурных особенностей, изучались также первичные литолого-фациальные условия осадконакопления, вторичные постседиментационные преобразования, принимающие участие в формировании коллекторских свойств осадочных пород. Это позволило определять их емкостные, фильтрационные и экранирующие свойства а также оценить роль трещиноватости в образовании сложного, нетрадиционного типа коллектора. При проведении исследований осадочных пород в лаборатории петрографии активно внедряются новые методы, в том числе и разработанные во ВНИГРИ: окрашивание глинистых и карбонатных минералов в суспензиях и шлифах, способ количественной оценки зон цементации и подсчета обломочных компонентов в поле зрения шлифа, метод больших шлифов для определения параметров коллекторских свойств пород, количественная оценка параметров пористости и трещиноватости с использованием поляризационного микроскопа.

Преобладающая часть ресурсов углеводородов России на сегодняшний день связана с терригенными комплексами ~60%, около трети — с карбонатными, небольшая часть с кремнисто-глинистыми породами. Поэтому, чтобы дать наиболее полное представление о породах, в которых наблюдается наибольшее количество месторождений нефти и газа во всех нефтегазоносных провинциях не только России, но и всего земного шара, нами на протяжении многих лет

достаточно подробно изучались, главным образом, вышеотмеченные типы пород. Классификации осадочных пород, разработанные специалистами — литологами и петрографами ВНИГРИ, основанные на многолетних практических исследованиях, показали свою научную жизнестойкость, универсальность подхода к диагностике пород, представляют собой углубленную характеристику, из которой можно получить научную информацию по многим литологическим направлениям. В основу исследований положены фундаментальные труды отечественных литологов: М. С. Швецова, Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина и Е. В. Рухиной, Г. И. Теодоровича, Н. М. Страхова, А. Г. Коссовской и др. В приводимых классификациях был усовершенствован и использован принцип приоритета вещественно-генетических признаков, которыми удобно пользоваться при систематизации терригенных, карбонатных и кремнистых пород.

Настоящая работа представляет собой методическое руководство по изучению и классификации основных групп пород-коллекторов. Прежде всего рассмотрены обломочные осадочные породы — псефиты, псаммиты (песчаники), алевролиты, для которых характерно наличие обломочного материала и связующего его цемента. Для сопоставления и корреляции разрезов, и особенно для палеогеографических реконструкций большое значение имеет изучение акцессорных минералов песчаников. Изучение зональности распределения аутигенных минералов дает возможность наметить продуктивные зоны и определить время прихода нефти в пласты-коллекторы. Поэтому вопросы минералогического изучения псаммитов рассмотрены более подробно. Ниже дана классификация глинистых пород, относящихся к группе тонкодисперсных кластических пород (называемых также пелитами), отличительной особенностью которых является пластичность, и аргиллитов — тонкодисперсных глинистых пород, не размокающих в воде, не обладающих пластичностью, образующихся в результате уплотнения и цементации глин при диагенезе и эпигенезе.

Далее представлены классификации кремнистых и карбонатных пород, в основании которых заложен генетический фактор формирования породы, их химический состав, характер диагенетических и постседиментационных процессов, действовавших на породу. Так как в карбонатных породах особенно велика роль трещин в фор-

мировании не только их емкостно-фильтрационного потенциала, но и вторичных процессов, протекавших в сформировавшейся породе на протяжении всего процесса литогенеза, помещен отдельный раздел об изучении трещиноватости пород с помощью метода больших шлифов.

В методическом руководстве также представлены геохимические параметры, широко применяемые при изучении формирования осадочных толщ. В основу таких исследований были положены фундаментальные работы по литологии и геохимии осадочных отложений (Б. Б. Польшов, Н. М. Страхов, Ю. П. Казанский, А. Г. Коссовская, А. Н. Неслов, А. Б. Ронов, Г. Хардер, Н. Б. Вассоевич, Р. С. Сахибгареев). Литолого-геохимическое изучение состава пород позволяет: рассчитать баланс привноса — выноса элементов на древних водонефтяных контактах (ВНК) в нефтегазовых месторождениях; установить геохимические (фациальные) показатели интенсивности выветривания, дифференциации вещества, палеоклимата, индикаторов палеосолёности и др. В основу апробации методики изучения по петрохимическим расчетам и геохимическим параметрам формирования осадочных толщ были положены геохимические данные по позднедокембрийским отложениям Сибирской платформы — верхнего рифея Учуро-Майского прогиба, нефтесодержащих отложений венда Непско-Ботубинской антеклизы на Мирнинском своде (Таас-Юряхское и Среднеботубинское месторождения).

В целом, разработанное «Методическое руководство...» рассчитано на специалистов — геологов, литологов, петрографов, геохимиков, занимающихся изучением состава, процессами осадконакопления осадочных толщ, формированием коллекторов и месторождений УВ.

Авторы признательны за научные консультации и поддержку докторам геолого-минералогических наук О. М. Прищепе и А. М. Жаркову, за помощь в оформлении работы сотрудникам Т. Б. Волченковой, Ю. А. Муравьевой и А. Е. Курасову.

1

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Среди исследователей до сих пор нет единства в выделении обломочных пород. Поскольку среди обломочных пород в нефтяной геологии представляют наибольший интерес песчаные и алевролитовые породы, ниже нами приводятся их классификации, обычно применяемые в нефтяной геологии. Песчаными и алевролитовыми породами называют мелкообломочные породы, состоящие преимущественно из обломков минералов и горных пород (а изредка и скелетных остатков организмов), размеры которых чаще всего принимаются от 0,01 до 1 мм. Американские седиментологи обычно к песчаным относят обломочные породы размерами зерен от 0,0625 до 2 мм. В последние годы в США появляются работы, в которых предлагается перейти к десятичной шкале с границами классов 0,01; 0,1; 1 мм.

Как указано в «Справочнике по литологии» (1983), имеется много классификаций алеврито-песчаных пород. В качестве примера остановимся на классификации, основанной на признании равноправности классифицируемых компонентов. Согласно этой классификации, по мнению Л. Б. Рухина, М. К. Калинин, Н. Н. Верзилина, Н. С. Окновой и др., предложено относить к «чистым» (монокристаллическим) породам те, в которых главный компонент содержится в количестве более 60%, а к смешанным — такие, у которых содержание каждой составной части не превосходит 60%. В качестве примера можно привести классификацию пород, сложенных кварцем, полевыми шпатами и обломками кремнистых пород (рис. 1.1). Принципы классификации и номенклатуры остаются постоянными и для пород, сложенных любыми другими компонентами. Так, вместо кремневых, могут быть глауконитовые, лититовые, граувакковые

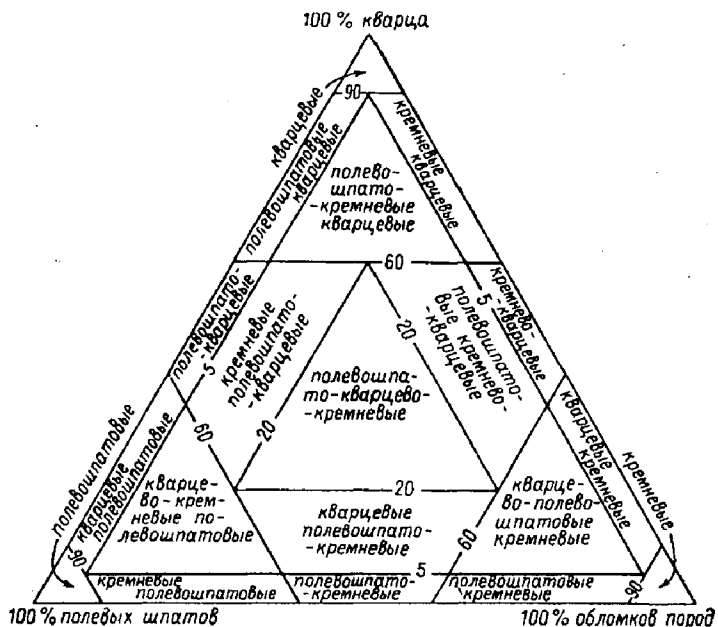


Рис. 1.1. Классификация алеврито-песчаных пород по составу обломочных зерен для случая, когда обломки сложены кварцем, полевыми шпатами и кремнистыми породами (по Н. Н. Верзилину)

песчаники и все соответствующие производные («полевощпато-кварцевые граувакковые песчаники», «граувакково-кварцевые песчаники» и т. п.).

Для более чем трехкомпонентных пород названия образуются аналогично, увеличивается лишь количество слов, из которых слагается соответствующее составное прилагательное. Например, «глауконит-полевощпат-кремнево-кварцевые кварцевые песчаники» (кварца более 60%, остальные компоненты — примеси, содержащиеся по отдельности более 5%), «слюдисто-полевощпатовые глауконит-кремнево-кварцевые песчаники» (обломков глауконита, кремнистых пород и кварца по отдельности больше 20%, а слюды и полевых шпатов менее 20%, но более 5%). Во всех случаях названия компонентов располагаются в порядке увеличения их содержания.

Коллектив авторов лаборатории петрографии ВНИГРИ в качестве основы классификации терригенных пород использует классификации Л. Б. Рухина и А. Г. Коссовской, в основе которых заложены размеры обломочной части и ее минералогический состав (табл. 1.1, 1.2, 1.3).

К обломочным породам относятся породы, состоящие на 50% и более из обломочного материала крупнее 0,01 мм. В случае не сцементированных, рыхлых разностей их лучше называть отложения, а сцементированных — породы (табл. 1.1).

По размеру обломков рассматриваемые отложения делятся на:

- а) грубообломочные (псефиты) с размером зерен более 1 мм;
- б) песчаные (псаммиты) с размером зерен от 1 до 0,1 мм;
- в) алевритовые (алефриты) с размером зерен от 0,1 до 0,01 мм.

1.1. ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

В рыхлых грубообломочных породах обломки по размеру делятся на:

а) гравий с размером обломков от 1 до 10 мм. Он подразделяется на мелкий (размер обломков 1–2,5 мм), средний (размер обломков 2,5–5,0 мм) и крупный (размер обломков 5–10 мм);

б) гальку и щебень с размером обломков от 10 до 100 мм. Они делятся на мелкий щебень и гальку (размер обломков 10–25 мм), средние (размер обломков 25–50 мм) и крупные (размер обломков 50–100 мм);

в) валуны с размером обломков от 10 до 100 см. Они делятся на мелкие (размер обломков 10–25 см), средние (размер обломков 25–50 см), и крупные (размер обломков 50–100 см);

г) глыбы имеют размер более 100 см в поперечнике.

Угловатые, несцементированные, грубообломочные породы встречаются редко и в силу этого не рассматриваются.

Сцементированные разности грубообломочных пород разделяются на конгломераты, брекчии, гравелиты и дресвяники. Брекчии представлены угловатыми обломками, а конгломераты — окатанными. Гравелиты могут иметь обломки различной окатанности. Цемент

Таблица 1.1

Классификация обломочных пород (по Л. Б. Рухину)

Группа пород	Размер обломков, мм	Рыхлые (отложения)		Цементированные (породы)	
		Окатанные обломки	Угловатые обломки	Окатанные обломки	Угловатые обломки
Грубо-обломочные (крупно-обломочные)	> 1000	Глыбы окатанные	Глыбы		
	100–1000	Валуны, валунник	Отлом, блок	Валунный конгломерат	Отломовая, блоковая брекчия
	500–1000	крупный	крупный	крупновалунный	крупная
	250–500	средний	средний	средневалунный	средняя
	100–250	мелкий	мелкий	мелковалунный	мелкая
	10–100	Галька, галечник	Щебень	Конгломерат	Брекчия
	50–100	крупная	крупный	крупногалечный	крупнощебеночная
	25–50	средняя	средний	среднегалечный	среднещебеночная
	10–25	мелкая	мелкий	мелкогалечный	мелкообломочная
	1–10	Гравий, гравийник	Дресва, хрящ	Гравелит	Дресвяник
	5–10	крупный	крупная	крупнозернистый	крупнообломочный
	2,5–5	средний	средний	среднезернистый	среднеобломочный
1–2,5	мелкий	мелкая	мелкозернистый	мелкообломочный	
Песчаные	0,1–1,0	Песок		Песчаник	
	0,5–1,0	крупнозернистый		крупнозернистый	
	0,25–0,5	среднезернистый		среднезернистый	
	0,1–0,25	мелкозернистый		мелкозернистый	
Алевритовые	0,01–0,1	Алеврит		Алевролит	
	0,05–0,1	крупнозернистый		крупнозернистый	
	0,01–0,05	мелкозернистый		мелкозернистый	
Пелитовые	< 0,01	Глина		Аргиллит	

этих пород по составу и структуре аналогичен песчаникам и алевролитам и их цементам, которые рассматриваются ниже.

По петрографическому составу грубообломочные породы делятся на:

1) породы однообразного петрографического состава — олигомиктовые;

2) породы разнообразного петрографического состава — полимиктовые.

Специфические методы исследования грубообломочных пород (гранулометрического состава, ориентировки галек, их окатанности) здесь не рассматриваются (Прил. рис. 1).

1.2. ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ

Рыхлые песчаные породы называются песками, сцементированные — песчаниками. По размеру зерен в них выделяются:

а) крупнозернистые пески и песчаники с размером зерен 1,0–0,5 мм;

б) среднезернистые пески и песчаники с размером зерен 0,5–0,25 мм;

в) мелкозернистые пески и песчаники с размером зерен от 0,25–0,1 мм.

Песчаные породы могут иметь различную степень отсортированности: хорошую, среднюю и плохую. Визуально отсортированность песчаных пород характеризуется степенью однородности механического состава. Следует различать породы равнозернистые и неравнозернистые. Равнозернистыми песчаными породами считаются породы, содержащие от 70% и более зерен, размеры которых колеблются в узких пределах одной какой-нибудь фракции или на границе двух соседних фракций. А именно, для размерности 0,1–0,25 мм интервал колебания принимается не более 0,05 мм, для размерностей 0,25–1,0 мм — не более 0,1 мм. (Пример: песчаник мелкозернистый сложен зернами размером 0,1–0,15 мм. Песчаник мелко-среднезернистый, сложен зернами размером 0,20–0,30 мм.)

Неравнозернистыми песчаными породами считаются породы, состоящие из зерен, размер которых колеблется в широких пределах. Среди них следует различать:

а) неравнозернистые породы, сложенные песчаниками, размер зерен которых колеблется в крайних пределах одной какой-нибудь фракции (например, 0,1–0,25 мм), тогда к прилагательному — неравнозернистый — следует прибавлять указание основной размерности (пример: песчаник мелко-неравнозернистый, сложен зернами, размер которых колеблется от 0,1 до 0,25 мм).

б) неравнозернистые породы, сложенные песчаниками, размер зерен которых колеблется в крайних пределах двух соседних фракций (например 0,1–0,25 мм и 0,25–0,5 мм), но зерна одной фракции (например 0,25–0,5 мм) преобладают, т. е. составляют более 50%. В этом случае к прилагательному — неравнозернистый — следует прибавить указание обеих размерностей, причем последней ставится та, которая преобладает (пример: песчаник мелко-средне-неравномернозернистый).

в) неравнозернистые породы, сложенные песчаниками, размер зерен которых колеблется в пределах всех песчаных фракций и ни одна из них не преобладает. Эти породы называются неотсортированными песчаниками (например, песчаник неотсортированный, сложен зернами размером от 0,1 до 1,0 мм или от 0,15–0,7 мм).

По форме обломочные зерна разделяются на: а) окатанные, б) полукатанные, в) угловатые, г) регенерированные, д) корродированные.

Обломочный материал песчаных пород в зависимости от количественных соотношений слагающих его компонентов, подразделяется на: а) главную часть, б) второстепенную (или примесь), в) аксессуарии. Главную часть составляют минералы и обломки пород, присутствующие в породе в количестве более 10% каждый. К второстепенной части породы относятся минералы или обломки пород, присутствующие в количестве от 1 до 10% каждый, причем сумма примесей не должна превышать 20% обломочной части. К аксессуариям относятся минералы, присутствующие в породе в количестве до 1% каждый.

Сотрудниками лаборатории петрографии ВНИГРИ за основу классификации терригенных пород взяты классификации А. Г. Коссовской, Е. Н. Родновой и В. Н. Киркинской (табл. 1.2, 1.3).

Классификация песчаников по минеральному составу
(по А. Г. Коссовской, 1962)

Семейство кварцевых песчаников ($Q > 50\%$)		Полимиктовые песчаники	
		Семейство аркоз ($Q < 50\%$, обломки пород $< 25\%$)	Семейство граувакк ($Q < 50\%$, обломки пород $> 25\%$)
Мономинеральные кварцевые песчаники ($Q > 90\%$, полевые шпаты + обломки пород $< 10\%$)		Собственно аркозы (обломки пород $< 10\%$)	Собственно граувакки (обломки пород $> 50\%$)
Олигомиктовые песчаники (кварц 50–90%)	Олигомиктовые кварцевые песчаники $Q > 50\%$ (обломки пород $< 25\%$, полевые шпаты $< 25\%$)		
	Аркозово-кварцевые песчаники (обломки пород 0–25%, полевые шпаты 25–50%)	Граувакковые аркозы (обломки пород 10–25%)	Полевошпатовые граувакки (обломки пород 25–50%)
	Граувакково-кварцевые песчаники (обломки пород 25–50%, полевые шпаты 0–25%)		

Таблица 1.3

Классификация терригенных пород
(Е. Н. Роднова, В. Н. Киркинская, ВНИГРИ, 1975)

Песчаники алевролиты	Кварц, %	Полевые шпаты, %	Обломки пород, %	Слюды, %
Мономинеральные	>90	<10%		
Олигомиктовые	90-50	5-10 10-15 <25	<25	
Полимиктовые	50-25	25-75	25-75	
Аркозовые	70-80	20-30 ортоклаз микроклин кислые шлагиоклазы	0-50	

В зависимости от количества компонентов, составляющих главную часть, песчаные породы делятся на (табл. 1.2, 1.3): а) мономинеральные, б) олигомиктовые, в) полимиктовые. Мономинеральные породы состоят из одного минерала, присутствующего в количестве от 90 до 100% кластической части, примесь других минералов может составлять не более 5%. Олигомиктовые породы содержат один какой-нибудь минерал в количестве от 50 до 90%. От 5 до 20% могут присутствовать один или несколько минералов в качестве примеси. Не исключена возможность присутствия в качестве примеси и обломков различных пород. Полимиктовые породы содержат два или несколько главных компонентов. Породы с резким преобладанием одного минерального компонента главной части над другими могут рассматриваться как переходные от полимиктовых к олигомиктовым. Среди полимиктовых песчаных пород выделяются аркозовые и граувакковые песчаники, которые характеризуются определенным происхождением и вещественным составом. Аркозовые породы представляют собой продукты разрушения кислых магматических или метаморфических субстанций группы гранита и содержат наряду с кварцем существенное количество кислых полевых

шпатов (примерно от 25%). Граувакковые породы являются продуктами разрушения основных магматических субстанций и содержат обломки соответствующих пород: средние или основные плагиоклазы, амфиболы, пироксены, хлориты и др.

Цементы песчаников различаются по составу, структуре и времени образования.

По составу цемент может быть: а) глинистый цемент (состоит из глинистых минералов), б) кремнистый (опаловый, кварцевый, халцедоновый), в) карбонатный (кальцитовый, доломитовый, анкеритовый, сидеритовый и др.), г) пиритовый, д) железистый, е) глауконитовый, ж) фосфатный, з) сульфатный (баритовый, целестиновый, ангидритовый, гипсовый и др.), и) цемент может состоять из органического (углистого и битуминозного) вещества.

По структуре:

А. По соотношению песчаных зерен и цемента различаются: а) базальный цемент — цемент породы, где песчаные зерна не соприкасаются между собой; б) поровый цемент — вещество заполняет свободные пространства между зернами, большинство которых соприкасаются между собой; в) цементы соприкосновения: контактовый — развивается лишь в местах соприкосновения зерен, пленочный — облекает зерна со всех сторон.

Б. По характеру самого цемента выделяются: а) аморфные; б) кристаллические: пойкилитовый (прорастания), беспорядочно-зернистый, сгустковый, крустификационный (обрастания), регенерационный (разрастания), коррозионный (разъедания) и др.

По времени образования цементы могут быть первичные и вторичные. Первичный цемент образуется в стадию седиментогенеза. Вторичный цемент образуется в уже сформировавшейся породе.

В песчаных породах нередко отмечаются смешанные цементы как по составу, так и по структуре и времени образования. Некоторые песчаные породы могут характеризоваться цементацией уплотнения, т. е. цементироваться без помощи постороннего вещества. Обозначают различную степень цементации: слабую, среднюю и плотную, которые подразделяются по сопротивлению породы измельчению.

В песчаных породах микроскопически следует выделять текстуры: а) слоистые, обусловленные чередованием слоев с различной

зернистостью, ориентировкой частиц и вещественным составом, или обусловленные только параллельной ориентировкой частиц. Слоистость может быть горизонтальная, косая, волнистая; б) пятнистые, в) копролитовые (текстура, образованная в результате деятельности илоедов); г) брекчиевые и конгломератовидные. Кроме этого выделяют различные текстурные признаки — знаки ряби, течений, отпечатки организмов и т. д.

При описании песчаных пород следует обращать внимание на различные минеральные аутигенные новообразования (глауконит, пирит, фосфаты, гидроокислы железа, кальцит, доломит, гипс, халцедон, кварц и др.), а также органическое вещество (углистое и битуминозное) и остатки фауны и растений. Необходимо отмечать их количество и характер распределения в породе (Прил. рис. 2).

1.3. АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Алевритовые породы делятся на рыхлые (аледриты) и сцементированные (аледролиты).

По размеру зерен среди них обычно различают: а) крупнозернистые с размером зерен от 0,1 до 0,05 мм, б) мелкозернистые с размером зерен от 0,05 до 0,01 мм.

К алевдролитовым породам применимы все деления по текстуре, минералогическому составу и структуре цемента, установленные выше для песчаных пород. Особенностью алевдролитовых пород является плохая окатанность алевдролитовых зерен и обычно плохая отсортированность их по размеру. Хорошо отсортированными алевдролитами можно считать такие, у которых преобладающий размер зерен колеблется в узких пределах и интервал колебания не превышает 0,03 мм (Прил. рис. 9).

1.4. ГРУППА ПЕРЕХОДНЫХ ПОРОД

Обломочные породы могут иметь постепенные переходы: а) от одной группы обломочных пород к другой. Например, пес-

чаники переходят в алевролиты, последние — в глины и т. д. Также существуют переходы: б) к хемогенным или биохемогенным породам, в) к пирокластическим породам, г) к метаморфическим породам.

К породам, переходным по гранулометрическому составу, относятся: песчаники алевритистые, алевритовые, глинисто-алеваитистые, глинистые и сильно глинистые. Названия с окончанием -истые или -ые и -овые даются согласно качественных соотношений, указанных в разделе «Определение и классификация глинистых пород», т. е. с 5 до 25 % дается название с окончанием -истый, а с 25 до 40 % — -ый или -овый.

Если в породе содержится глины от 5 до 25 %, употребляется прилагательное «глинистый», в случае, если глины в породе от 25 до 40 % — «сильно глинистый». При наличии в песчано-алеваитовых породах карбоната и невозможности его точного определения следует, имея в виду указанные выше интервалы процентов, называть породу слабо карбонатной при содержании карбоната от 5 до 25 %, и карбонатной при содержании карбоната от 25 до 40 %.

Песчано-алеваитовые породы, содержащие алевритовый и песчаный материал в количестве от 40 до 60 % каждого, могут называться двойко: песчаный алевролит или алевритовый песчаник. В соответствии с характером разреза петрограф отдает предпочтение одному из этих названий. Второе название при этом пишется в скобках с союзом «или». Например, песчаный алевролит (или алевритовый песчаник).

К группе переходных пород по гранулометрическому составу относятся также так называемые «мусорные» породы, в которых каждая фракция (пелитовая, алевритовая, песчаная) присутствует в количестве меньше 50 %. Такие породы следует называть именем всех присутствующих в ней компонентов, располагая их по степени возрастания, добавляя к названию породы слово «неотсортированная». Например, неотсортированная песчано-алеваитово-глинистая порода.

Переход к метаморфическим породам выражается в изменении (деформации) форм зерен, появлении новообразований, таких как серицит, хлорит, кварц и др. (в основном это характерно для пород,

содержащих глинистый материал), в постепенном исчезновении различия между цементируемой и цементирующей частями породы и появлении структур метаморфических пород. Слабая степень метаморфизма отмечается прилагательными «метаморфизованный» перед названием соответствующей обломочной породы. Частным случаем метаморфизованных песчаников является сливной или кварцитовидный песчаник, в котором первоначальная форма кварцевых зерен изменена и они цементируются в значительной мере регенерационным кварцем. В породе в той или иной мере наблюдается перекристаллизация зерен и цемента.

Переход к хомогенным или биохомогенным породам выражается в возрастании (от 40 % и выше) в песчано-алевритовых породах количества карбонатов, других хомогенных компонентов (ангидритов, гипса, целестина, кремнезема, фосфатов и т. д.), органических остатков (остатки фауны или флоры известкового, кремнистого или другого состава, а также органического вещества (битума и угля)). В таких случаях выделяются соответствующие переходные породы, например, песчаные известняки, ангидриты, угли, гипсы, и т. д.

Переход к пирокластическим породам обнаруживается в появлении, а затем и в постепенном возрастании в песчано-алевритовых породах пирокластического материала. К последнему относятся обломки вулканического стекла, кристаллов различных минералов и обломки эффузивных пород, представляющие собой продукты вулканических выбросов (но не продукты разрушения вулканогенных пород). По наличию в породе того или иного количества пирокластического материала в группе брекчии, переходных пород выделяются: туфогенные породы (песчаники, алевролиты) и туффиты. Туфогенные породы содержат пирокластический материал в количестве от 10 до 50 %. Туффиты содержат его в количестве от 50 до 90 %.*

При описании песчаных и алевритовых пород в названии пород следует в первую очередь указывать преобладающую размерность кластических зерен (песчаник или алевролит) — зернистость,

* Вулканическими туфами называются породы, которые содержат пирокластического материала больше 90 % и относятся уже к собственно пирокластическим породам.

вещественный состав главной части, состав и тип цемента, минералы аутигенные и терригенные, говорящие о генезисе пород или отмечающие что-нибудь характерное в породе и присутствующие в количестве от 5% и выше, следует указывать в названии. Например, песчаник мелкоравнозернистый, кварцевый, с глауконитом и с глинистым поровым цементом.

Порядок описания песчано-алевритовых пород следующий (табл. 1.4): название породы, количество в процентах кластического материала и цемента, размер зерен минимальный, максимальный и преобладающий (или чаще встречающийся), форма зерен и преобладающая степень окатанности, вещественный состав всей кластической части и описание отдельных компонентов, характеристика аутигенных образований, состав цемента и тип цементации, фауна и флора, ОВ, битумы, пористость, трещиноватость.

Коллекторские свойства определяются структурой пустотного пространства, которое чаще всего бывает поровым, реже трещинным или сложным, а по времени образования первичным и вторичным. Размер пор — основной фактор, определяющий продуктивность нефтегазоносных пластов (табл. 1.5). Поры весьма разнообразны по форме и соединяются между собой узкими каналами. При погружении на большие глубины или при стрессе в коллекторах появляются трещины.

Приведем примеры описания шлифов грубообломочной и песчаной породы. Сначала дается краткое описание (название) породы, после него дается ее полное описание.

Шлиф. Гравелит полимиктового состава с глинисто-хлоритовым, кремнисто-серицитовым, халцедоно-кремнистым цементом крустификационно-пленочного, порового, контактового типа. Структура псефитовая (мелкогравийная).

Порода сложена неокатанными и полуокатанными гравийными обломками размером от 1,0 до 2,5 мм. Среди гравийных зерен в заметном количестве обломки кварцитовидных, тонкозернистых кремнистых, кремнисто-серицитовых, кислых эффузивных пород. Встречаются обломки кварцевых песчаников, алевролитов, халцедонов, кремней, зерен кварца. Песчаный кварцевый разнозернистый материал выполняет межгравийные полости.

Схема определения вещественного состава, вторичных изменений, параметров пористости и трещиноватости трещиновых пород

Таблица 1.4

1	Площадь, месторождение	
2	№ скважины	
3	№ образца	
4	Глубина, м	
5	Возраст	
6	Структурно-генетические типы пород	
7	Гранулометрический состав, преобладающая фракция	
8	Кварц	Главные породо-образующие компоненты
9	Полевые шпаты	
10	Обломки пород	
11	Слюды	
12	Другие породообразующие компоненты	
13	Аутигенные минералы	
14	Примесь вулканогенного материала	
15	Органические остатки	
16	Битум черный, коричневыйные остатки	
17	Углекислотные растительные остатки	
18	Состав	Цемент
19	Тип	
20	%%	
21	Вторичные процессы: цементация, уплотнение, выщелачивание, трещиноватость	
22	Заполнитель	Стилолиты и др.
23	Плотность, T_{CT} , 1/м	
24	Заполнитель	Минеральные трещины
25	Плотность, T_M , 1/м	
26	Битум черный, коричневый	Битумные трещины
27	Плотность, T_B , 1/м	
28	Плотность, T_O , 1/м	Открытые трещины
29	Трещинная проницаемость, K_T , мД	
30	Емкость трещин, m_T , %	
31	Пористость по шлифу, $m_{Ш}$, %	

В заключение вышеперечисленных исследований можно дать определение типа коллектора — по классификации А. А. Ханина, и по классификации ВНИГРИ (подробнее о классификациях коллекторов табл. 1.5).

Таблица 1.5

**Классификация обломочных песчано-алевритовых коллекторов нефти и газа
с межзерновой пористостью (А. А. Ханин, 1973)**

Класс коллектора	Название породы	Пористость эффективная (полезная емкость), %	Проницаемость по газу, $k \times 10^{-13} \text{ м}^2$	Проницаемость коллектора
I	Песчаник среднезернистый мелкозернистый	> 16,5 > 20,0	> 1	Очень высокая
	Алеврит крупнозернистый мелкозернистый	> 23,5 > 29		
II	Песчаник среднезернистый мелкозернистый	15–16,5 18–20	0,5–1	Высокая
	Алеврит крупнозернистый мелкозернистый	21,5–23,5 26,5–29		
III	Песчаник среднезернистый мелкозернистый	11–15 14–18	0,1–0,5	Средняя
	Алеврит крупнозернистый мелкозернистый	16,8–21,5 20,5–26,5		
IV	Песчаник среднезернистый мелкозернистый	5,8–11 8–14	0,01–0,1	Пониженная
	Алеврит крупнозернистый мелкозернистый	10–16,8 12–20,5		
V	Песчаник среднезернистый мелкозернистый	0,5–5,8 2–8	0,001–0,01	Низкая
	Алеврит крупнозернистый мелкозернистый	3,3–10 3,6–12		
VI	Песчаник среднезернистый мелкозернистый	< 0,5 < 2	< 0,001	Обычно не имеет промышленного значения
	Алеврит крупнозернистый мелкозернистый	< 3,3 < 3,6		

Цемент преимущественно глинисто-хлоритовый. Глинисто-хлоритовый материал желтовато-коричневого цвета, скрытокристаллический, чешуйчатый и волокнистый, участками по структуре и составу напоминает вулканическое стекло. Хлорит образует кристификационно-пленочный цемент, иногда с графическим прорастанием зерен кварца, хлорит выполняет межзерновые поры вместе с кремнисто-серицитовым агрегатом. В цементе встречаются также тонко-микрозернистые кремнистые, халцедоновые минеральные компоненты. Отмечается замещение стекловатого кремнисто-хлоритового агрегата черным рудным минералом — пиритом ~1%. Встречаются единичные зерна карбоната — кальцита (возможно) и сидерита (следы).

Отмечаются открытые межзерновые поры, каверны ~1,5–2%, иногда частично выполненные хлорит-кремнистым (кварцевым) веществом. По стенкам открытых пор наблюдаются инкрустационные каемки хлорита, облегающие контуры кластических зерен, оставляя межзерновые пустоты открытыми.

Порода несколько деформирована, что выражается в изогнутости табличек слюды, в раздавливании зерен кварца.

Шлиф. Плохо отсортированный песчаник мелкозернистый, алевритистый, с зернами среднезернистой фракции, полимиктовый (семейство аркоз), с кальцитовым, хлорит-каолинитовым, преимущественно глинистым цементом порового типа, с трансформацией пластически деформированных глинизированных пластинок слюды в цемент. Порода имеет псаммитовую структуру, флюидальную текстуру, напоминающую зерновой поток, с элементами легкого взмучивания.

Обломочная часть породы составляет ~70%. Размер зерен от 0,05 до 0,4 мм. Отсортированность плохая. Форма зерен неокатанная.

Обломочный материал представлен зернами кварца ~39%, полевого шпата (~32%), пластинками бурой слюды, почти нацело хлоритизированной и превращенной в аморфизованные глинистые агрегаты (~20%), обломками пород (~8%). Из аксессуарных: лейкоксен, хлоритоид. Обломки пород преимущественно кремнистого и глинистого состава. Полевые шпаты свежие с хорошо сохранив-

шимися полисинтетическими двойниками и измененные: серицитизированные, хлоритизированные, пелитизированные.

Цемент (~30%) преимущественно глинистый (~14%), каолинит-хлоритовый (~7%), кальцитовый (~5%) и слюдястый (слюда трансформирована в цемент). Глинистый и каолинит-хлоритовый цемент являются продуктами изменения, перекристаллизации кластических зерен, большей частью слюдястых компонентов.

Пластинки слюды и кластические зерна имеют субпараллельное направление, по нахождению в породе напоминают зерновой поток, с элементами легкого взмучивания, которое подчеркивается наличием прерывистых прожилок гумусового гелефицированного ОВ (~1,5–2%). Иногда эти прожилки гелефицированного ОВ темно-коричневого цвета напоминают пути миграции битума.

Встречаются единичные зерна пирита (следы), развивающиеся по черному ОВ.

1.5. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Поскольку среди обломочных пород наиболее широко распространены песчаные и алевритовые, причем именно они представляют наибольший интерес в нефтяной геологии, соответственно остановимся на этих породах подробнее. Цвет песчаных пород весьма разнообразен. Он определяется как окраской самих обломков, так и цветом цементирующего их вещества. В случае отсутствия, незначительного содержания или неокрашенности цементирующего материала породы кварцевого состава обычно белого цвета, при значительном содержании полевых шпатов — розового, при обилии обломков эффузивных пород — серого, а при значительном содержании глауконита — зеленого цвета. Окраска цементирующего материала может полностью затушевывать окраску обломочной составляющей. Такое явление наблюдается в широко распространенных красноцветных и пестроцветных породах, окраска которых, как правило, определяется цветом глинистых минералов цемента или железистой пленки вокруг зерен.

Излом, отмечающийся у сцементированных разностей песчаных и алевритовых пород, определяется характером цементирующего

материала, зернистостью породы, ее текстурными особенностями, направлением скола. Характерной особенностью поверхности излома является обычно четкая ее зернистость, шероховатость. Чаще всего излом неровный в направлении, не совпадающем с напластованием или поверхностью косых слоев, реже, в основном у алевритовых пород, раковистый. Для лессов характерны столбчатая отдельность и значительная пористость.

Особенностью алеврито-песчаных пород является частое присутствие в них специфических текстур. Это, прежде всего, разнообразные косослойчатые текстуры, знаки ряби, градационная слоистость, а также следы жизнедеятельности организмов, гиероглифы, следы оползания осадков, нептунические дайки. Все эти признаки, хотя и не всегда интерпретируются одинаково, имеют большое значение при выяснении генезиса отложений, и потому им посвящена обширная литература.

Минералы, которые встречаются в песчано-алевритовых породах в виде обломочных зерен соответствующей размерности, могут быть основными (породообразующими), второстепенными и акцессорными. Пороодообразующими компонентами, как правило, являются кварц, полевые шпаты, реже обломки пород. Второстепенными могут быть слюды, обломочный глауконит, который иногда может быть и основным (Прил. рис. 8) и разнообразные обломки скелетов организмов. Иногда считают, что основные компоненты содержатся в количестве более 10%, а второстепенные — от нескольких (1–3%) до 10%. Однако, целесообразнее к основным относить компоненты, которые участвуют в названии породы (т. е. присутствуют в количестве более 50%), а к второстепенным — содержащиеся в виде примеси. Естественно, в конкретных породах минералы, обычно встречающиеся в виде второстепенных (и даже акцессорных), могут быть породообразующими, и наоборот. Акцессорные минералы чаще всего представлены ильменитом, магнетитом, цирконом, рутилом, гранатами, турмалином, дистеном, ставролитом, минералами группы эпидота, апатитом и другими тяжелыми минералами. В современных осадках часто в значительном количестве (иногда даже в ранге второстепенных и основных минералов) встречаются амфиболы, пироксены, реже оливин.

Цемент песчаников и алевролитов обычно бывает глинистым, карбонатным, кремнистым (из вторичного кварца, опала, халцедона), железистым или полиминеральным: глинисто-карбонатным, железисто-глинистым и др. Иногда цемент слагается сульфатными, фосфатными и другими минералами. Помимо этого, в цементе или порах пород могут содержаться аутигенные и акцессорные минералы: гидроокислы железа (в основном гетит), пирит, марказит, лейкоксен, гранат, турмалин, цеолит и др., вплоть до аутигенных полевых шпатов, кварца, флюорита.

Под цементом песчано-алевритовых пород обычно понимают содержащийся в них хемогенный или глинистый материал, скрепляющий обломки между собой. Классификации цементов многочисленны и разнообразны. Обычно цементы подразделяют: по составу материала (глинистый, карбонатный и т. д.); по соотношению его с цементируемым материалом (базальный, поровый, соприкосновения, крустификационный); по взаимодействию с цементируемым материалом (коррозионный, регенерационный); по структуре (аморфный, тонкоагрегатный, полиморфный, кристаллически зернистый); по времени образования (первичный, вторичный). Такие классификации цементирующего материала обычно в равной мере могут использоваться при описании собственно песчаных или алевролитовых пород и соответствующих смешанных пород (Прил. рис. 38, 39). Лишь в породах, в которых обломочного материала меньше, чем цементирующего, не может быть цемента порового или соприкосновения, для них характерен базальный цемент. Напротив, если считать, что базальный цемент должен преобладать над обломками, он не может выделяться при описании собственно песчаных и алевролитовых пород.

1.6. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Кроме петрографического анализа существуют специфические методы исследования алевроито-песчаных пород. Ими являются гранулометрический, минералогический и текстурный анализы. Структурные особенности песчаных пород определяются при помощи

гранулометрического анализа, который осуществляется ситовым, седиментационным способом и в шлифах.

Гранулометрией в геологии принято называть размеры частиц и их процентное содержание в горной породе. Гранулометрический состав обломочных пород является одной из важнейших характеристик, которая изучается с различными целями. К ним относятся: 1) классификация обломочных пород, 2) оценка песчано-алевритовых пород как коллекторов нефти, газа, воды и россыпных минералов, 3) выявление генезиса осадков при палеодинамических реконструкциях, 4) выделение определенных размерных фракций для минералогического анализа, 5) оценка структуры песков в качестве полезного ископаемого.

Наиболее распространенным остается ситовой анализ. Довольно часто нефтяникам требуется производить отмывку зерен песков (песчаников), сильно пропитанных нефтью. Обычно это процедура выполняется бензолом или хлороформом. При наличии глины делается отмучивание в воде по методу Сабанина или пипеточным методом. Ситовой анализ проводится на 19 ситах различного размера ячеек, связанных единым показателем геометрической прогрессии 1,25–1,27. Результаты гранулометрического анализа представляются графически в виде гистограмм, кривых распределения, кумулятивных кривых, треугольников или в цифровом выражении в виде гранулометрических коэффициентов. Сопоставление гранулометрических коэффициентов дает возможность судить о динамике среды отложения осадков и следовательно об их генезисе. Выделяются следующие коэффициенты: средний размер зерен; стандартное отклонение, представляющее собой коэффициент сортировки; коэффициент асимметрии, показывающий меру скошенности кривой распределения; эксцесс, отражающий кривизну кривой распределения в ее центральной части по отношению к краям.

Для определения генезиса песков по их гранулометрическому составу предложен целый ряд генетических (вернее, динамических) диаграмм. В частности, во ВНИГРИ Г. Ф. Рожковым была разработана динамогенетическая диаграмма, по которой возможно определение фациальных и микрофациальных обстановок седиментации при 19-фракционном гранулометрическом анализе (Методы..., 1984).

Многие исследователи у нас и за рубежом пришли к выводу, что расчетный (косвенный) счет зерен может с успехом использоваться в гранулометрии при геологических исследованиях. При статистической обработке данных гранулометрического анализа для целей фациальной интерпретации рядом исследователей рекомендуется использовать принцип перехода на косвенный счет зерен. При этом резко увеличивается в пробе роль мелких зерен, увеличивается их статистическая значимость, уменьшается средний размер песков и происходит радикальная перестройка эмпирического полигона распределения гранулометрического состава осадков, особенно для плохо отсортированных осадков, сформированных в условиях слабых динамических сил среды седиментации (Методы..., 1984). Переход на косвенный счет зерен осуществляется делением массы i -й ситовой фракции на массу среднего зерна этой же фракции.

На динамогенетическую диаграмму наносятся значения параметров гранулометрического распределения — асимметрия и эксцесс. Определение фациальных обстановок происходит опосредованно через определение динамических сил среды седиментации. Эталонная динамогенетическая диаграмма создана Г. Ф. Рожковым на основе обработки более 4 тысяч современных (Балтийское море) и древних (Восточная и Западная Сибирь, Волго-Уральская провинция) отложений. По соотношению параметров гранулометрического распределения на диаграмме выделены 8 полей с различной динамикой среды седиментации, от застойных условий до сильных речных течений. Наиболее четко на диаграмме распознаются следующие условия седиментации: застойные, речных течений, выходы волн на мелководье, накат волн и деятельность ветра. Отдельные генетические участки диаграммы определяют (рис. 1.2): I — застойные условия седиментации на дне акваторий различных глубин. Морские фаши; II — донные течения или мутьевые потоки. Морские фаши. Гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения. Континентальные фаши областей сноса, коры выветривания; III — слабые преимущественно речные течения. Континентальные речные фаши; IV — сильные речные или вдольбереговые течения. Континентальные речные или прибрежно-морские фаши. Для распознавания требуется

дополнительно оценка коэффициентов вариации соответствующих рафинированных гранулометрических распределений; V – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения. Накат волн. Прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек; VI — выход волн на мелководье, сильный накат волн — верхняя половина участка, золотая обработка песков

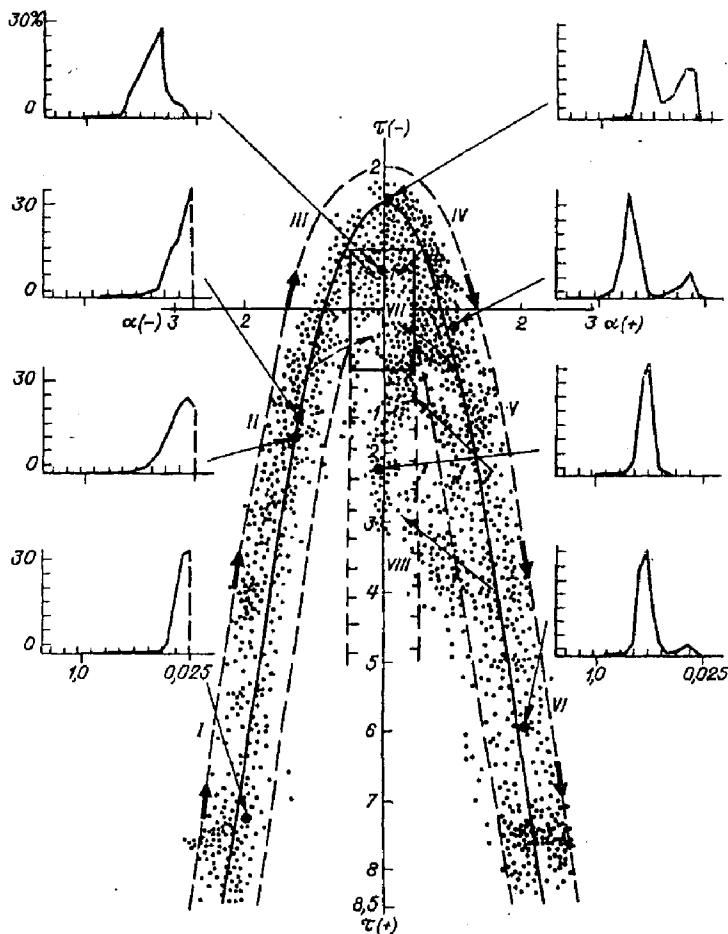


Рис. 1.2. Динамогенетическая диаграмма по значениям асимметрии и эксцесса (Г. Ф. Рожков, 1984)

морских пляжей — нижняя половина участка (микрофация береговых дюн). В целом фация побережья вблизи береговой черты; VII — эоловая переработка речных осадков — верхняя половина прямоугольника. Континентальная фация пустынь (континентальные дюны). Нижняя правая четверть прямоугольника — волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья. Прибрежно-морская фация; VIII — выход волн на мелководье, мощный накат-прибой. Скорость динамической пересортировки превышает скорость приноса обломочного материала. Прибрежная фация огромных открытых акваторий.

Динамогенетическая диаграмма Г. Ф. Рожкова позволяет оценить суммарное динамическое воздействие на осадок. Метод палеодинамических реконструкций, основанных на интерпретации данных гранулометрического анализа (Методы..., 1984), является достаточно надежным инструментом, позволяющим оценить динамику и фациальную принадлежность среды осадконакопления.

1.7. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

При изучении вещественного состава алеврито-песчаных пород значительный интерес представляет изучение состава акцессорных (тяжелых) минералов и типоморфных особенностей легких и тяжелых минералов, что позволяет устанавливать расположение и характер областей сноса, направление переноса материала, условия отложения осадков, рельеф дна бассейна седиментации и т. д.

Акцессорные минералы (акцессории) — минералы, присутствующие в породе в очень незначительном количестве, обычно менее 1%, но дающие важную информацию и могущие быть использованы для определения источников сноса и направления транспортировки терригенного материала, а также для корреляции немых толщ (Прил. рис. 40–47).

Литология родилась в недрах нефтяной геологии, лучшим доказательством чего служит то, что первый в мире специальный журнал по петрографии осадочных пород (*Journal of Sedimentary Petrology*) издается Американской ассоциацией нефтяных геологов.

Минералогические исследования стали неотъемлемой частью литологических исследований, и с 1920–1940 гг. изучение акцессорных минералов было принято в качестве стандартного метода в нефтяной литологии, причем большая эффективность метода была продемонстрирована при многих обширных нефтегеологических исследованиях.

1.7.1. Методика минералогического анализа (иммерсионный метод)

Экспериментально установлено, что для гранулометрического анализа достаточно проанализировать 50 г материала. Затем определенная ситовая фракция массой 3 г разделяется на легкую и тяжелую фракции в тяжелой жидкости с плотностью 2,75–2,8 г/см³. Разделение производится в центрифугах или делительных воронках. Массовая доля тяжелых минералов обычно незначительна и составляет доли процента. В тяжелую фракцию входят главным образом акцессорные минералы. Более значительную часть составляет легкая фракция, которая представлена породообразующими минералами (обычно это кварц, полевые шпаты и обломки пород).

Из выделенных легкой и тяжелой фракций изготавливают иммерсионные препараты. Для этого небольшую часть фракции насыпают тонким слоем на предметное стекло, покрытое тонкой пленкой желатина. Желатином стекло покрывается для того, чтобы зерна минералов были прикреплены к предметному стеклу. Достаточно подышать на стекло, покрытое желатиновой пленкой, и зерна минералов приклеиваются к стеклу. Затем сверху препарат покрывается тонким покровным стеклом, рядом с покровным стеклом помещается капля иммерсионной жидкости, которая затягивается под него благодаря капиллярному давлению. Для легкой фракции применяется обычно иммерсионная жидкость с показателем преломления 1,540–1,542, в которой кварц легко отделяется от полевых шпатов (ортоклаза, микроклина, кислого плагиоклаза) с показателями преломления ниже 1,542. Тяжелые минералы просматриваются в иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,637–1,640,

в которой циркон, гранат, рутил, анатаз, брукит и другие минералы с более высокими показателями преломления отделяются от турмалина, барита, андалузита, силлиманита, апатита и других минералов с более низкими показателями преломления. Если нужно более точно определить показатель преломления какого-либо минерала, то это фиксируется по появлению цветных каемок (дисперсионный эффект) вокруг зерна минерала в подобранной для него жидкости с близким показателем преломления.

В иммерсионных препаратах определяется цвет, плеохроизм, показатель преломления, двупреломление, ориентировка оптических индикатрис и другие оптические константы, по которым с большой точностью можно идентифицировать минералы. В препарате легкой фракции подсчитывают обычно 200 (табл. 1.6), а в тяжелой фракции 400–500 зерен (табл. 1.7), причем аутигенные минералы считаются отдельно, а обломочные рассчитываются затем на 100% (табл. 1.7, 1.8).

Дискуссионной в методике минералогических исследований является проблема выбора представительной размерной фракции для анализа. Во многих лабораториях России фракция 0,05–0,25 мм применяется как стандартная при минералогических исследованиях.

Однако изучение распределения минералов по размерным фракциям (Окнова, 1974, 1978) показывает, что в размерных фракциях происходит сильное колебание количественных соотношений минералов. В связи с этим при изучении широкой размерности фракции роль одних минералов может быть преувеличена, а других — уменьшена. Кроме того, при изучении одной широкой фракции зерна минералов различаются по величине во много раз. Это неудобно при подсчете, а при пересчете на массу получаются заведомо искаженные данные. Поэтому многие исследователи рекомендуют пользоваться для анализа более узкими размерными фракциями.

Изучение фракции 0,1–0,05 мм часто контролируется изучением более крупной фракции 0,1–0,25 мм, а иногда высчитывают средневзвешенное содержание по этим двум фракциям.

Выбор фракции, прежде всего, определяется целями и задачами исследования.

1. При мелкомасштабных терригенно-минералогических построениях, охватывающих обширные территории, для общей оценки минеральных комплексов в терригенно-минералогических провинциях достаточно изучать минералы в одной широкой размерной фракции 0,05–0,25 мм. Это дает представление о качественном составе минеральных ассоциаций, присутствии или отсутствии тех или иных минералов. Такие построения смогут быть использованы для палеогеографических реконструкций, поисков источников сноса, направления переноса терригенного материала.

2. При более детальных минералогических исследованиях, требующих количественной оценки минеральных ассоциаций, лучше проводить анализ в более узкой фракции. Для этой цели удобнее изучать фракцию 0,05–0,1 мм. Однако для контроля нужно просматривать и более крупную фракцию 0,1–0,25 мм.

1.7.2. Основные закономерности формирования минеральных ассоциаций

Из 3000 минералов, насчитывающихся в земной коре, около 300 присутствуют в осадочных породах в виде аксессуарных. Однако в общем случае при изучении количественного состава аксессуарных минералов решающее значение имеют 20–30 разновидностей минералов.

Основными минералами, играющими ведущую роль при палеогеографических реконструкциях в легкой фракции являются кварц, полевые шпаты и слюды, а в тяжелой — группы минералов: группы черных рудных минералов (ильменит, магнетит), титаносодержащих (лейкоксен, сфен, анатаз, брукит), устойчивых (циркон, гранат, турмалин, рутил), метаморфических (дистен, ставролит, силлиманит, андалузит), неустойчивых (пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота). Описание этих минералов можно найти в книгах *Справочное руководство* (1958), Г.Б. Мильнера (1968), В.Е. Трегера (1968).

Минералы образуют в осадочных породах характерные ассоциации, формирование которых зависит от многих факторов. Одним из основных факторов является состав пород областей сноса,

Таблица 1.6

<u>Лаборатория петрографии ВНИГРИ</u>				
Минералогический анализ легкой фракции				
№ обр. ____ коллскция _____ фракция _____				
№ п/п	МИНЕРАЛЫ Подсчет количества зерен с описанием минеральных разновидностей, формы и окатанности зерен	Суммарное количество зерен	Процентное содержание по всей фракции	Процентное содержание в пересчете на терригенные компоненты
1	Кварц			
2	Полевые шпаты			
3	Слюда			
4	Хлорит			
5	Обломки пород			
6	Глауконит			
7	Карбонаты			
8	Опал			
9	Цсолиты			
	Сумма			

Таблица 1.7

Петрографическая лаборатория ВНИГРИ

Минералогический анализ тяжелой фракции

№ обр. _____ Место взятия _____ Коллекция _____ Фракция _____

№ п/п	Подсчет количества зерен	Сумма зерен	%	%
	Пирит			
	Черные рудные минералы			
	Бурые окислы, гидроокислы			
	Лейкоксен			
	Циркон			
	Монацит			
	Ксенотим			
	Группа граната			
	Турмалин			
	Рутил			
	Сфен			
	Анагаз			
	Брукит			
	Титанистые трудно определяемые минералы			
	Дистен			
	Силлиманит			

№ п/п	Подсчет количества зерен	Сумма зерен	%	%
	Ставролит			
	Андалузит			
	Хлоритоид			
	Хлорит			
	Группа слюд			
	Группа эпидота-цоизита			
	Ортит			
	Группа монокл. пироксенов			
	Группа ромбич. пироксенов			
	Группа амфибола			
	Корунд			
	Апатит			
	Барит			
	Целестин			
	Карбонаты			
	Фосфаты			

Таблица 1.8

Минералогический состав пород

№ п/п	№ Скви.	Глубина	№ обр.	Возраст	Выход Тяжелой фракции	Аутигенные минералы						Терригенные минералы								
						Пирит	Гидроокислы железа	Барит	Кальцит	Сидерит	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Титанистые трудно определяемые	Анаказ	Брукит	Сфен	Рутил	Циркон	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21

Терригенные минералы												Легкие минералы									
Гранат	Турмалин	Дистен	Ставролит	Пироксены	Амфиболы	Эпидот	Шпинель	Биотит	Хлорит		Кварц	Полевые шпаты	Глинистые обломки	Кремнистые обломки	Обломки кварцитов	Слюда	Хлорит	Карбонат	Глауконит		
22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	

при разрушении которых образуются осадочные породы. В табл. 1.9 приводятся ассоциации породообразующих и акцессорных минералов, образующиеся при разрушении различных пород в питающих провинциях.

Таблица 1.9

**Зависимость ассоциаций минералов в осадочных породах
от состава пород в областях сноса**

Породы питающих провинций	Характерные ассоциации минералов осадочных пород	
	Породообразующие минералы	Акцессорные минералы
Магматические кислого состава (граниты, гранитоиды)	Кварц, полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, кислый плагиоклаз), мусковит	Циркон, турмалин, апатит, монацит, биотит
Магматические основного состава (габбро, диабазы, базальты)	Обломки пород, основные плагиоклазы	Ильменит, лейкоксен, сфен, рутил, пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота
Магматические ультраосновные (пироксениты, перидотиты, дуниты)	Обломки пород, основные плагиоклазы	Ильменит, магнетит, лейкоксен, пироксены, амфиболы, сфен, пикотит, хромит
Метаморфические (гнейсы, кристаллические сланцы)	Кварц, значительная часть которого имеет волнистое погасание и мозаичное строение	Дистен, ставролит, силлиманит, андалузит, гранаты, хлорит
Осадочные (древние или формировавшиеся в обстановке интенсивного выветривания)	Преимущественно кварц, в основном хорошо окатанный	Циркон, турмалин, рутил (зерна в основном хорошо окатанные)

По устойчивости при химическом выветривании и переносе терригенные минералы могут быть разделены на 4 группы: весьма устойчивые (кварц, циркон, рутил, корунд, шпинель, турмалин), устойчивые (ильменит, дистен, магнетит, сфен, алмадин, ставролит), умеренно устойчивые (микроклин, кислые плагиоклазы, цоизит, эпидот, диопсид, апатит) и неустойчивые (основные плагиоклазы, роговая обманка, авгит, щелочные амфиболы, ромбические

пироксены, оливин). Акцессорные минералы образуют в осадочных породах характерные ассоциации, по которым можно судить о составе пород в областях сноса и выделять терригенно-минералогические провинции, а также проводить корреляцию немых толщ.

Например, для территории Восточно-Европейской платформы можно выделить несколько основных питающих провинций. Балтийский щит поставлял в осадки материал, обогащенный дистеном, ставролитом, образовавшийся при разрушении древних метаморфических толщ. Для Урала характерны сфен, неустойчивые минералы, пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота, а также шпинель, образовавшиеся при разрушении основных и ультраосновных магматических пород. Для Тимана характерен лейкоксен, который выносился из древних метаморфических сланцев, обогащенных титаном.

1.7.3. Карты распространения минералов и карты терригенно-минералогических провинций

Для уточнения границ бассейнов седиментации, источников сноса, путей миграции терригенного материала необходимо картирование распределения терригенных материалов и построение карт терригенно-минералогических провинций.

В. А. Гроссгейм (1946) ввел понятие о провинциях, которым дается следующее определение. Терригенно-минералогическая провинция — это область осадконакопления, охарактеризованная одинаковым комплексом терригенных минералов. Область может быть связана с одной или несколькими питающими провинциями, являющимися частями геотектонических единиц первого порядка. Провинции разграничиваются в основном по составу тяжелых минералов.

Карты терригенно-минералогических провинций строятся на основе карт распределения минералов, на которых разными штриховками выделяются поля высоких, средних и низких содержаний. Анализ распределения максимальных и минимальных содержаний минерала дает возможность сравнивать и определять истоки сноса и пути миграции терригенного материала и данного минерала в частности. Зачастую карты распределения минералов бывают более информативными, чем карты терригенно-минералогических провинций.

1.7.4. *Минералогические коэффициенты*

Кроме картирования распределения терригенных минералов, при палеогеографических реконструкциях целесообразно применять изучение минералогических коэффициентов — парных отношений минералов с различными свойствами. Обычно при изучении минерального состава выделяются три группы коэффициентов.

Первая группа коэффициентов источников сноса (петрофондовые), к которым отнесены отношения циркон: рутил, циркон: турмалин, турмалин: рутил, циркон: дистен. Это отношения минералов, характерных для кристаллических пород разного происхождения: если циркон чаще связан с гранитоидными изверженными породами, то гранаты, дистен, ставролит имеют метаморфическое происхождение. Кроме того, в различных комплексах изверженных пород могут встречаться различные соотношения акцессорных минералов, которые отражаются в продуктах разрушения. Коэффициенты источников сноса указывают на разные комплексы пород, размывавшихся в областях сноса. Поэтому коэффициенты позволяют выделять минералогические комплексы, связанные с разными областями сноса.

Вторая группа коэффициентов — тектонических — включает соотношения пар минералов с различной плотностью. Тектоническими они называются потому, что вследствие механической дифференциации, на вершинах конседиментационных структур концентрируются более тяжелые минералы, а на их склонах — более легкие. Поэтому изучение соотношений пар минералов с различной плотностью может дать указания на местоположение конседиментационных структур. К тектоническим коэффициентам можно отнести отношения таких пар минералов, как циркон: апатит, циркон: слюды, черные рудные минералы: турмалин, черные рудные минералы: слюды, кварц: слюды.

Третья группа коэффициентов — седиментационных — отражает условия отложения осадков, дальность их переноса и степень зрелости. Для этого сопоставляются пары устойчивых и неустойчивых в процессе химического выветривания, переноса и переотложения минералов. Такие коэффициенты представлены отноше-

ниями циркон: (пироксены+амфиболы+эпидот), кварц: полевые шпаты. Чем выше зрелость и переработанность осадков, тем выше значения этих коэффициентов.

Таким образом, минералогические коэффициенты могут быть использованы для детализации терригенно-минералогических построений, выявления положения конседиментационных структур, определения степени зрелости терригенных коллекторов и оконтуривания линии их выклинивания.

1.7.5. Типоморфные особенности минералов

Типоморфизм минералов — это комплекс признаков минералов, которые могут использоваться при корреляции разрезов, палеогеографических реконструкциях и изучении постседиментационных процессов. Типоморфные признаки могут быть разделены на исходные, образовавшиеся при кристаллизации минералов в материнских породах (кристаллическая структура, цвет, плотность, плеохроизм, характер включений и т.д.), приобретенные в процессе переноса и отложения осадков (окатанность, характер поверхности) и возникшие при постседиментационных процессах (корродированность, регенерация и т.д.). При палеогеографических реконструкциях изучение типоморфизма минералов имеет первостепенное значение и дает иногда более достоверную информацию, чем количественный подсчет зерен минералов.

Кварц, как наиболее распространенный минерал осадочных пород, издавна изучался многими исследователями, которые выделяли различные типоморфные группы этого минерала. Наиболее распространенной методикой изучения типоморфизма кварца является методика Г.Г. Леммлейна и В.С. Князева (1951). Согласно этой методике кварц разделяется по характеру включений и их распределению в зернах, а также по другим признакам на восемь типоморфных групп: 1) трещиноватый, 2) с крупными включениями, 3) с игольчатыми включениями, 4) полупрозрачный, 5) непрозрачный, 6) без включений, 7) опалесцирующий, 8) регенерированный. Метод прост и удобен тем, что не требует специальной аппаратуры и может применяться в любой петрографической лаборатории.

По типоморфным особенностям кварца можно определить палеогеографические условия осадочных пород.

Минералогические исследования для палеогеографических реконструкций в комплексе с другими литолого-палеогеографическими исследованиями применяются при поисках залежей углеводородов, но особенно большое значение приобретают они при поисках ловушек литологического типа.

Такие зоны обычно приурочены к береговым участкам бассейнов седиментации, дельтам и авандельтам палеорек. Минералогические исследования помогают выявлять такие зоны на основании использования закономерностей пространственной изменчивости комплексов терригенных минералов. Наиболее богатые комплексы минералов, соответствующие составу пород в областях сноса, приурочены к береговым участкам бассейнов седиментации. С движением в глубь бассейнов ассоциации закономерно изменяются, что обусловлено, с одной стороны, уничтожением нестойких разностей минералов в процессе переноса, а с другой — дифференциацией минералов по гидравлической крупности. В результате последней вблизи от береговой линии скапливаются гидравлически крупные минералы, а вдали от нее — гидравлически более мелкие. В связи с указанными закономерностями картирование распределения минералов по площади дает возможность установить береговые линии, проследить пути миграции терригенного материала, границы его распространения и наметить возможные региональные зоны выклинивания.

При помощи терригенно-минералогических построений может быть уточнен рельеф дна бассейна седиментации и выявлены конседиментационные структуры, в пределах которых возможны комбинированные ловушки в локальных, генетически связанных с литологическими ловушками.

При поисках залежей углеводородов большое значение приобретает изучение как терригенных, так и аутигенных минералов в зонах древних водонефтяных контактов. Нефть, приходя в пласты-коллекторы, затормаживает процессы вторичного минералообразования, но в то же время создает условия для интенсификации геохимических процессов, происходящих вокруг залежи. Например,

вблизи от водонефтяных контактов обычно концентрируется пирит. Изучение вертикальной и горизонтальной зональности распределения минералов дает возможность наметить продуктивные зоны и определить время прихода нефти в пласты-коллекторы.

1.8. ТЕКСТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Одним из основных частных методов палеогеографических реконструкций является текстуальный анализ. Речь идет о текстурах, возникающих в результате деятельности донных течений и волнений. К ним относятся косослойчатые текстуры, знаки ряби, гиероглифы. Конечным результатом изучения ориентировки этих образований являются карты донных течений, позволяющие проследить пути миграции терригенного материала по дну бассейна седиментации.

Наиболее широко для составления карт течений прибегают к изучению ориентировки косослойчатых текстур. Косослойчатые текстуры формируются в осадках поступательными движениями среды осадконакопления (реки, донные течения, ветер) и ее колебательными движениями (прибой). Здесь приводятся несколько схематических зарисовок, из работ Л. Н. Ботвинкиной (1965) и В. С. Муромцева (1984), дающих общее представление о слоистых текстурах наиболее распространенных песчано-алевритовых пород-коллекторов (рис. 1.3).

Песчано-алевритовые отложения фации вдольбереговых баров и прибрежных валов обнаруживают серии косых слойков, разделенных друг от друга шовными волнистыми линиями (Ia, пески вдольбереговых валов), косую однонаправленную взаимосрезающуюся слойчатость (Iб, пески прибрежных валов, крупную косую мульдообразную взаимосрезающуюся слойчатость (Iв, центральные части вдольбереговых валов), мульдообразную слойчатость краевых частей баров (Iг). Для песчаных аккумулятивных тел прибрежно-морского происхождения весьма характерна высокая степень биотурбированности осадков, обусловленная выходом подводных осадков на дневную поверхность в периоды кратковременных отступлений моря.

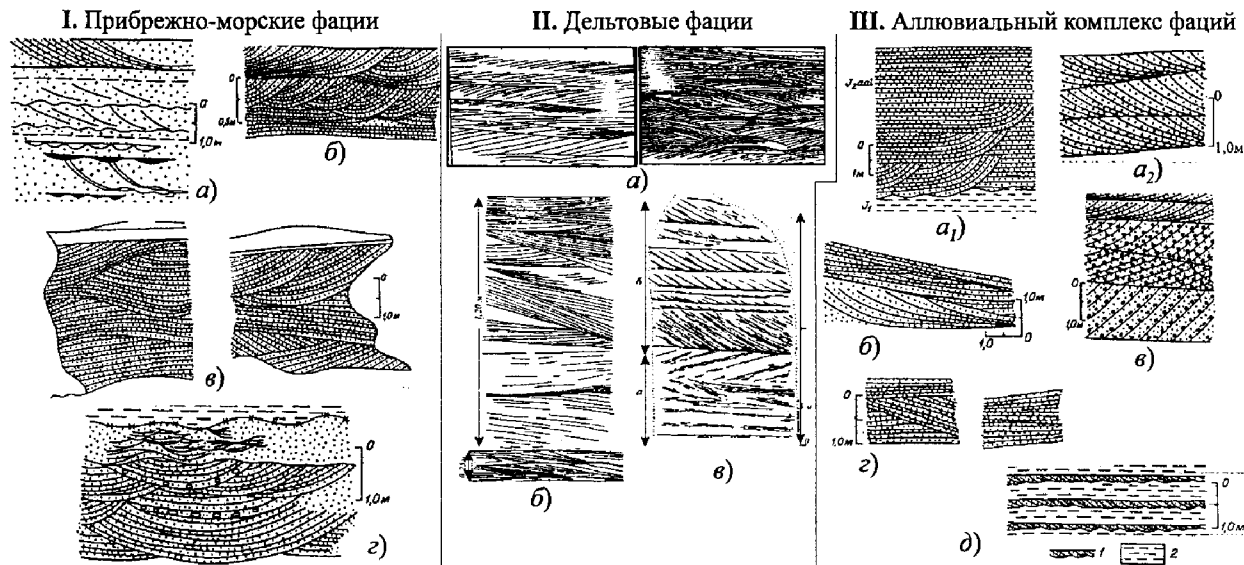


Рис. 1.3. Типы слоистости прибрежно-морских и континентальных фаций (Муромцев, 1984)

I. а) характер залегания швов серии и отдельных косых слоев; местами швы волнисты (рябь волнения); по косым слоям и серийным швам ожелезнение или отложения глинистого материала часто выполняющие пониженные участки микрорельефа, б) косая однонаправленная взаимосвязывающая слоистость в верхней части песков нижнего бара, в) крупная косая мульдобразная косая слоистость, характерна для центральной части песков верхнего бара, г) характер слоистости в краевых частях песков верхнего бара; крупная косая мульдобразная слоистость вверху мелкой косоволнистой; II. а) слоистость дельтовых песков в двух взаимноперпендикулярных сечениях, б) характер слоистости в дельтовых песчаниках, в) изменение характера косой слоистости при переходе от дельтовых песков к речным: а — дельтоидные, б — речные разнозернистые пески; III. а₁) крупная очень пологая мульдобразная косая слоистость; русловая отмель крупной равнинной реки, а₂) крупная косая однонаправленная сходящаяся слоистость; пристержневая часть русловой отмели, б) крупная косая взаимосрезающая слоистость; пристержневая часть русловой отмели, в) крупная косая однонаправленная слоистость, г) крупная косая разнонаправленная клиновидная слоистость в отражениях старичного аллювия, д) мелкая косоволнистая слоистость, характерна для песков разливов во внешней (песчаной) части поймы: 1 — прослой мелкозернистых косослоистых песков и алевролитов, 2 — глины

Для дельтовых осадков весьма характерна клиновидная косая и косо-волнистая слойчатость с часто меняющимся направлением падения косых слоев (IIa); слойчатость, возникшая вследствие срезания отдельных серий по прямолинейным границам (IIб) и частое изменение характера косой слойчатости при переходе от дельтовых песков к русловым (IIв). В целом дельтовые песчано-алевритовые образования, при всем их сходстве с русловыми, отличаются от них косой разнонаправленной (по сериям) слойчатостью и значительно большей тонкозернистостью и лучшей отсортированностью обломочного материала.

Для аллювиального комплекса фаций наиболее характерны: косая, очень пологая мульдобразная слойчатость (песчаные осадки русловой отмели крупной равнинной реки (IIIa), крупная, косая однонаправленная сходящаяся слойчатость, а также крупная косая взаимосрезающаяся слойчатость (IIIб и IIIв) пристрежневой части русловой отмели, отложения внешних (песчаных) частей равнинных меандрирующих рек характеризуются: крупной косой разнонаправленной клиновидной слойчатостью (IIIг, пески стариц), мелкой косоволнистой слойчатостью (IIIд, пески разливов).

Самым общим принципом для составления карт донных течений является производство максимального числа измерений в максимальном числе пунктов наблюдений (много измерений во многих точках). Измеряются азимут падения и угол падения стратона и косой слойчатости.

Для производства измерений большое значение имеет залегание изучаемого стратона. Если угол падения оказывается меньше $4-5^\circ$, таким наклоном можно пренебречь и считать эту свиту залегающей горизонтально. В этом случае измеренная ориентировка наклона серий косых слоев будет соответствовать первичной ориентировке, возникшей в процессе осадконакопления. Если же породы залегают с углом более 5° , то для получения первичной ориентировки наклона серий косых слоев необходимо делать два измерения — общего падения пород (первично-горизонтальные слои) и ориентировки наклона косых слоев (первично-наклонные слои).

Для этого в каждом пласте или смежных пластах косослойчатого песчаника следует производить максимальное число измерений.

Установка на массовость измерений является наиболее рациональной. Статистически представительная диаграмма-роза должна строиться не менее чем по 20–25 измерениям. Все же в зависимости от характера изучаемого разреза и от обнаженности числа измерений могут несколько варьировать, но общая установка на равномерность опробования и на получение представительной выборки является обязательной.

Диаграммы-розы ориентировок наклонов серий косых слоев строятся по редуцированным значениям (при горизонтальном залегании — по измерениям, сделанным непосредственно в поле). Редукция, т. е. восстановление изначальных элементов залегания, производится при помощи стереографической сетки Вульфа (Казанский и др., 1987). Диаметр $90\text{--}270^\circ$ называется экватором.

Редукция производится следующим образом.

1. На круг (пластинку) наносят карандашом точку, отвечающую измеренным в поле элементам залегания косых слоев (одно измерение). Для этого, вращая пластинку вокруг оси, устанавливают деление на окружности пластинки, соответствующее азимуту наблюдения против окончания экватора на сетке. Угол падения отсчитывают от центра сетки по направлению к периферии и ставят точку. Ее можно заключить в кружок или квадратик или рядом написать КС (косые слои).

2. Таким же образом на пластинку наносят элементы залегания пласта — носителя текстуры. Пластинку фиксируют в установленном положении, т. е. с точкой ОП (общее падение) на экваторе просвечивающей сетки Вульфа.

3. Редукцию производят путем перенесения точки КС вдоль широты сетки Вульфа по направлению, субпараллельному экватору, в сторону центра, на число градусов, соответствующее углу общего падения. Ставят новую точку, которая будет отвечать редуцированному значению.

4. Для считывания элементов залегания этой точки ее выводят на экватор поворотом пластинки (круга). У конца экватора на окружности снимают азимут, а угол падения определяют числом градусов от центра сетки до точки по экватору. Это и будут элементы залегания первично-наклонной плоскости косого слоя.

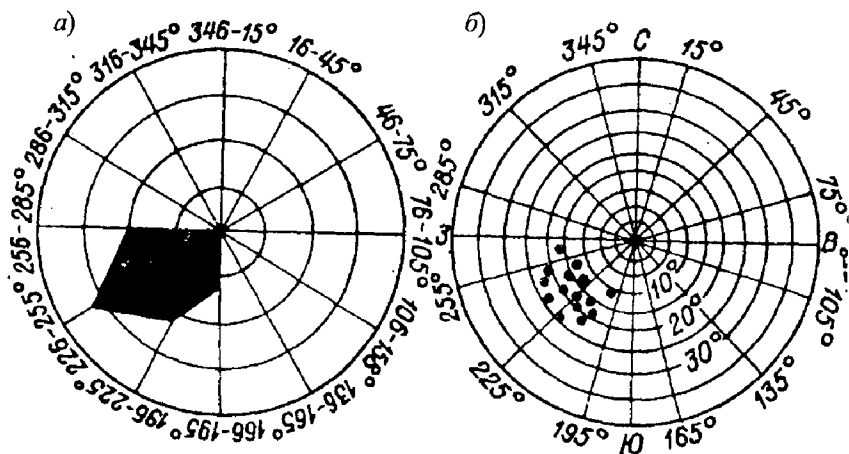


Рис. 1.4. Типы диаграмм-роз частот ориентировок наклонов серий косых слоев: а) рекомендуемый, б) тип на котором нужно учесть углы наклона серий.

Диаграммы-розы частот ориентировок наклонов серий косых слоев строятся по редуцированным значениям (при горизонтальном залегании — по измерениям, сделанным непосредственно в поле). Круг делится на секторы, посередине сектора проводится радиус, разделенный на небольшие равные отрезки, соответствующие результату одного измерения (в случае обилия значений масштаб может быть изменен). Для удобства построения диаграммы-розы на бланке проводят несколько окружностей через равные интервалы масштабной шкалы. При этом лучше у центра оставлять небольшой круг, от которого и вести отсчет числа измерений. Интервалы, по которым производится группировка значений, могут заметно варьировать (от 10 до 45°). Наш опыт показывает, что наиболее рациональным является интервал 30°. Очень большое число интервалов скрадывает характерность и величину пиков, а слишком малое позволяет производить лишь очень грубый анализ. Секторы располагаются так, чтобы средние радиусы совпадали с азимутами С, В, Ю и З (рис. 1.4, а)

На радиусах откладывается число измерений, азимуты которых входят в интервал, охватывающий сектор. Концы отрезков радиуса,

соответствующих числу приходящихся на них измерений, соединяются прямыми линиями и закрашивается в черный цвет. Можно изображать результаты измерений на круге с полярной сеткой координат и отдельными точками показывать не только азимут, но и угол наклона (рис. 1.4, б). Гораздо целесообразнее анализ ориентировок и углов наклона производить раздельно. На карту можно наносить непосредственно диаграммы-розы или же генерализовать их при помощи стрелок. При этом если на диаграмме-розе отражены два направления ориентировки, то соответственно из одной точки показываются две стрелки. Большой разброс ориентировок обозначается стрелкой с дугой в ее основании («лук со стрелой»).

При решении вопросов ориентации зерна, которые часто бывают необходимы, иногда используют идеи и основы палеомагнетизма. Данные о палеомагнетизме горных пород широко применяются при решении ряда геологических задач, одной из которых является ориентация зерна в системе современных географических координат. В работе Ю. С. Ржевского (1981) суть методики заключается в определении стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности.

Выпиливается кубик, в котором нижняя и верхняя грань перпендикулярны образующей цилиндра (зерна). Боковые же грани кубика должны выпиливаться с таким расчетом, чтобы на двух из них, сходящихся под прямым углом, были видны два следа косого слоя, один из которых отвечал бы максимальному углу падения косого слоя. На полученный образец наносится система прямоугольных координат $хуз$ (ось z направлена вниз по оси цилиндра и определяет положение зерна «верх — низ», необходимое при ориентации зерна). После определения стабильной компоненты зерно ориентируется таким образом, чтобы выделенный вектор совпал с направлением древнего геомагнитного поля, установленного для изучаемого стратиграфического интервала данного района. При совмещении этих направлений зерно получает истинное положение. В этой системе координат определяются палеомагнитные характеристики образца с целью его ориентации. Методика измерений в ориентированном образце практически не отличается от таковой в естественных разрезах. Измеряется максимальное возможное

число азимутов косых слоев (углы падения во избежание ошибок и ввиду отсутствия редукции не измеряются) и по этим данным строятся диаграммы-розы частот ориентировок наклонов серий косых слоев.

За основу интерпретации карт донных течений следует взять положение о компенсационном их характере, т. е. что они являются агентом седиментации, агентом перераспределения терригенного материала под влиянием сил гравитации. Гравитационный эффект создается неравномерным тектоническим прогибанием дна бассейна осадконакопления. Для поддержания динамического равновесия системы или, другими словами, для компенсации прогибания осадконакоплением и вступают в действие силы гравитации, которые вынуждают осадки перемещаться из менее интенсивно в быстрее прогибающиеся участки дна. Как правило, овалы прогибания соответствуют бассейнам осадконакопления. Распределение осадков по мощности подчиняется геотектоническому режиму, синхронному накоплению осадков. Направление донных течений (ориентировка наклонов серий косых слоев) должно соответствовать направлению перемещения осадков от краев бассейнов к их центральным частям, во всяком случае от области малых мощностей к участкам с большей мощностью осадков.

2

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глины — осадочные горные породы разнообразных цветов, тонкозернистые (размер минеральных зерен менее 0,01 мм), обычно с преобладанием водных алюмосиликатов группы глин — монтмориллонита, бейделлита, галлуазита, каолинита, гидрослюд и др. По мнению П. А. Земятчинского глиной является всякая очень тонкообломочная порода, дающая с водой пластичную массу. Следует отметить, однако, что одни глины дают с водой пластичную массу, другие рассыпаются в порошок, а третьи (небольшая группа) первично твердые.

В свою очередь М. Ф. Викулова (1957) считает, что характерной особенностью глинистых пород является тонкодисперсность и наличие глинистых минералов, имеющих слоистую кристаллическую решетку. Глинистые минералы концентрируются преимущественно во фракции меньше 0,001 мм, при этом для того, чтобы породу можно было назвать глиной, они должны составлять не менее 30% состава породы.

Глины представляют обычно продукты разложения полевошпатовых, осадочных, вулканических и других алюмосиликатных пород — отчасти осадочные, а главным образом водно-осадочные образования. Среди последних следует различать преимущественно химически выпавшие из толщи воды, смешанные, химические, тонкообломочные, преимущественно тонкообломочные. Минеральный состав глинистых пород определяется типом выветривающихся пород, химико-физическими обстановками, ландшафтно-климатическими условиями, особенностями их изменений в стадии диагенеза и в эпигенезе. Известно, что в связи с погружением глинистых пород на глубину, глины гидрослюдистого состава

ва переходят в хлоритовые, монтмориллонитовые глины преобразуются в гидрослюдистые, происходит процесс гидрослюдизации монтмориллонита.

Глинистые минералы, слагающие глинистые породы, по своему происхождению могут быть седиментационными, диагенетическими, эпигенетическими, аллотигенными, аутигенными. Текстура глинистых пород — слоистая, тонкослоистая, пятнистая, сгустковая, сетчатая, ленточная, очковая, плоччатая, пористая, массивная. Структура глин — пелитовая, алевролитовая, псаммо-пелитовая, колломофная, оолитовая, хлопьевидная, струйчатая, конгломератовидная, чешуйчатая, пепловая, реликтивно-пепловая. В глинах нередко отмечается примесь алевроитового, песчано-алевритового, карбонатного материала, органического вещества сапропелевого или гумусового типа, встречаются органические остатки. Глинистым породам свойственны пластические деформации, для твердых разновидностей глин — трещиноватость.

По вопросу определения и классификации глинистых пород во ВНИГРИ разработана и систематизирована схема описания их под микроскопом.

1. В зависимости от количества обломочного материала размером более 0,01 мм, присутствующего в глинистой породе, можно различать: а) глины чистые — содержание от 0 до 5% частиц размером больше 0,01 мм, б) глины алевроитистые (или песчанистые) — содержание алевроитовых или песчаных частиц от 5 до 25%, в) глины алевроитовые (или песчаные) — содержание алевроитовых или песчаных частиц от 25 до 50%. Породы, с содержанием песчано-алевритовых частиц от 40 до 60% являются переходными и их можно выделить под двойным названием: алевроитовая (песчаная) глина или глинистый алевролит (глинистый песчаник).

2. Глинистые породы, в которых присутствует алевроитисто-песчанистый материал или песчанисто-алевритистый (примесь частиц размером более 0,01 мм составляет от 5 до 25%) и песчано-алевритовый или алевроитисто-песчаный (примесь частиц 0,01 мм составляет от 25 до 50%) называются смешанными. В случае присутствия алевроитовых и песчаных частиц в равном количестве (около 50%) порода алевроитово-песчаная или песчано-алевритовая.

3. Микроскопически различают следующие текстуры глин: массивную, слоистую (параллельную или горизонтальную, косую и неправильную), плейчатую, скорлуповатую, комковатую, оскольчатую и конус в конус. Последняя наблюдается в карбонатных глинах.

4. Глинистые породы обладают различной степенью плотности*. Различаются глины по степени уплотнения — рыхлые, плотные, очень плотные (аргиллитоподобные и аргиллиты). Первые две группы включают породы пластичные, третья состоит из пород непластичных. Пластичные породы размокают в воде, непластичные распадаются на кусочки, аргиллиты не размокают в воде.

5. Глинистые породы состоят из минералов группы глин и минералов других групп. Те и другие могут быть кластическими (переотложенными) или новообразованными, выделившимися из истинных химических или коллоидальных растворов в осадке. Установить аутигенность глинистых частиц обычно затруднительно. Для детального исследования (термического, рентгеноскопического, химического и др. анализов) глинистых минералов следует брать фракцию 0,001 мм, которая состоит преимущественно из глинистых минералов.

6. Глинистые породы в зависимости от преобладания того или иного глинистого минерала могут быть гидрослюдистыми, каолинитовыми, бейделлитовыми, монтмориллонитовыми, галлуазитовыми и др.

7. В глинистых породах могут присутствовать сингенетические неглинистые минералы в различном количестве. В таких случаях глинистой породе следует придавать соответствующее название, как-то: известковистые — известковые, доломитистые — доломитовые, сидеритистые — сидеритовые и т.д. Присутствие соответствующего минерала в количестве от 5 до 25% обуславливает прилагательное с окончанием -истые; в количестве от 25 до 50% — с окончанием -овые.

8. В глинистой породе в том или ином количестве может присутствовать органическое вещество углистого или битуминозного ряда, скелетные остатки фауны и флоры (известковистые, кремневые,

* Плотность — это объемный вес горной породы — отношение веса твердой фазы к объему последней.

фосфатные и др.) и углистые частицы. При наличии в глине более 5% фауны и флоры следует отражать ее в названии породы, например, глина с фауной остракод. В случае присутствия углистых частиц называть глина углистая. Если в породе наблюдается органическое вещество и природу его установить невозможно, то следует называть «глина с органическим веществом».

9. Под микроскопом устанавливаются следующие микротекстуры и структуры глинистых пород (при наличии лишь точного перпендикулярного среза породы в шлифе): тонкозернистая, чешуйчатая (ориентированная или неориентированная), алевропелитовая, алевроитопелитовая, аморфная, струйчатая, спутанночешуйчатая, сгустковая, пятнистая, микрослоистая и псевдокристаллическая.

Как макроскопически, так и микроскопически различаются псевдообломочные структуры глинистых пород, выделяются конгломератовидные и брекчиевидные.

10. Аргиллиты очень плотные непластичные глинистые породы. Следует выделять аргиллиты и аргиллитоподобные глины. Первые крепкие, с трудом раскалываются, в воде не размокают и сохраняют форму осколков, на которые перед этим была разбита порода. Вторые несколько размокают в воде. При растирании между пальцами они распадаются на пластинки, но еще меньшего размера и не дают массы, которая легко распределяется в воде.

Все вышеописанное для глинистых пород применимо и для аргиллитов (Прил. рис. 18).

Приведем примеры описания глинистых пород.

Шлиф. Аргиллит серовато-зеленовато-коричневатого цвета, кальцитизированный и сидеритизированный, с редкой примесью мелкоалевритового кварца (до 1–2%), с мелкорассеянным пиритом, с прослоями, линзами глины каолиновой, пористый, трещиноватый.

Основная масса породы сложена глиной микрозернистого, микрочешуйчатого и коллоидного строения, по составу заметно гидрослюдистой. В ней равномерно (до 35–40%) выделяются сферокристаллы сидерита и возможно мелких зерен кальцита. Равномерно по всей породе отмечается мелкая россыпь пирита (до 15%) и тонкие углистые частицы (2–3%) размером 0,01–0,02 мм. В породе наблюдаются участки, выполненные более светлой глиной

каолинитового состава. К этим участкам приурочена открытая пористость (3–4%) — поры растворения (выщелачивания) размером от 0,1 до 0,5 мм. Светлые каолинитовые участки глины обеспечивают волнисто-слоистую текстуру породы.

Присутствуют открытые микротрещины горизонтальные и наклонные прерывистые и непрерывные. Длина открытых микротрещин = 35,0 мм, ширина = 0,01–0,02 мм. Плотность трещин = 55,0 1/м, проницаемость = 2,7 мД.

Шлиф. Глинистая порода (аргиллит), коричневого цвета, алевролитистая (5–7%), пигментированная желто-коричневым битумом, обогащенная волокнами, обрывками красного, реже желто-красного ОВ (25–30%), с крупными выделениями черного ОВ типа асфальтена, частично пиритизированного (3–4%). Структура шловая, текстура не слоистая.

Основная масса породы представлена глинистым веществом микрозернистой, скрытокристаллической структуры, по составу глина, по-видимому, каолинитовая. Равномерно во всей породе присутствуют мелкоалевритовые зерна кварца. В заметном количестве присутствуют красные, желто-красные волокна, обрывки ОВ. Размер органических соединений красного цвета от 0,3 до 0,7 мм, форма в виде смолистых палочек, изогнутых волокон, неправильных пятнистых выделений. Наряду с красными органическими соединениями отмечаются цепочечные и циклические соединения ОВ темно-коричневого, преимущественно черного цвета типа асфальтена, частично пиритизированного. Порода характеризуется высоким содержанием ОВ двух типов: простых форм красного цвета и тип цепочечных смолисто-асфальтеновых органических соединений.

Порода характеризуется повышенным содержанием ОВ, ее можно отнести к органоминеральной.

Глины являются важнейшим экраном (покрышкой) для залежей нефти и газа. Возьмем к примеру хорошо изученную петрографом Г.В. Лебедевой (ВНИГРИ, 1973) региональную кыновскую покрышку для продуктивных пластов среднего девона и нижнефранского подъяруса верхнего девона Тимано-Печорской провинции, представленных песчаниками и алевролитами.

Мощность и состав региональной покрывки меняется по площади, и соответственно, меняются экранирующие свойства. Кыновские слои исключительно выдержаны по всей ТПП, без существенных изменений по мощности и составу, протягиваются в соседнюю Волго-Уральскую нефтегазоносную область. Отложения кыновских осадков происходило в условиях нарастающей трансгрессии с востока, приведшей к затоплению морем всей территории ТПП. Изучение глинистых пород-покрывок кыновского горизонта производилось по широтному профилю Леккем, Лачель-Джьер-Велью, Западный Тэбук, Тэбук-Пашня. Такой профиль позволяет рассмотреть зависимость изолирующих свойств кыновских пород как от условий осадконакопления, так и от факторов эпигенеза. Он включает структуры, где среднедевонские и пашийские песчаники содержат промышленные скопления углеводородов, в том числе крупные и средние нефтяные месторождения (Пашня, Джьер, Западный Тэбук).

Методика комплексных литологических исследований глинистых пород-флюидоупоров разработана еще слабо. Этой проблемой занимались Т. Т. Клубова (1968), Г. Э. Прозорович (1968), Т. Ф. Антонова (1966), Е. А. Карева (Лазарев, Наливкин и др., 1971), В. С. Лазарева (1970) и ряд других авторов. Изучение глинистых пород-флюидоупоров проводилось в трех основных направлениях. Первое направление включает оценку общих литологических параметров — мощности горизонта, соотношения между различными типами пород. Второе направление — изучение вещественного состава пород-флюидоупоров, их физических свойств, наблюдение над характером размокания глинистых пород в воде, определение плотности глинистых пород, открытой и общей пористости, величины емкости поглощения и состава поглощенных компонентов, определение форм железа и серы, процента растворимости глинистых пород в 5% соляной кислоте, рентгеновский анализ глинистой фракции с полуколичественной оценкой соотношений между отдельными глинистыми минералами, термовесовой анализ глинистой фракции, петрографический анализ структурно-текстурных особенностей глинистых пород, определение параметров трещиноватости. Третье направление — изучение вещественного состава

и характера распределения в породе рассеянного органического вещества и нефтяных битумов. При этом применялись углепетрографические, люминисцентно-микроскопические методы определения $S_{орг}$ и общий люминисцентно-битуминологический анализ.

Рассмотрим значение каждого выбранного параметра для характеристики изолирующих свойств кыновской региональной покрывки. За последние годы целым рядом авторов установлена прямая зависимость между высотой залежи и мощностью покрывки. По данным Л. Н. Филипповой наиболее глинистым является разрез Джьерского месторождения, а самое сильное опесчанивание наблюдается на Вельюской структуре.

Используя известную формулу Г. Э. Прозровича, связывающего строение разреза и его песчаность с изолирующими свойствами глинистых покрывок, для кыновского горизонта Г. В. Лебедевой установлено уменьшение пористости глинистых пород с глубиной залегания. От глубин 400–500 м (Леккем) до глубины 2500–2700 м (Пашня) открытая пористость глинистых пород в среднем падает от 20,5 до 2,4%.

С падением пористости глинистых пород меняется и целый ряд других характеристик: уменьшается их водонасыщенность, пластичность, степень размокания в воде, возрастает возможность к растрескиванию. В кыновских глинистых породах встречаются открытые трещины шириной 10–25 микрон, слабо извилистой формы, редко протяженные, чаще короткие, прерывистые, затухающие в пределах пласта, горизонтальные, располагающиеся параллельно напластованию. На стенках трещин видны следы миграции легкого желтого битума (нефти), который под люминисцентной лампой дает голубовато-желтое свечение.

Влияние минерального состава глинистых пород на их экранирующие свойства описаны в большом числе работ (Шабаева, Чулкова, 1966; Клубова, 1968; Филиппова, 1964). Авторами показано, что качество пород-покрывок улучшается при повышении содержания набухающих глинистых минералов. Наилучшими экранирующими свойствами обладают глины, содержащие натровые монтмориллониты. В кыновских глинах монтмориллонит не встречается. Фракция < 0,001 мм сложена гидрослюдами, каолинитом, хлоритом,

смешанно-слоистыми монтмориллонит-гидрослюдистыми минералами, обычно с небольшой долей набухающих пакетов. Низкое содержание набухающих минералов, большое количество каолинита определяется в первую очередь характером выветривания пород в области сноса (Михайлова, 1968).

В глинистых породах кыновского горизонта по мере их захоронения на все большие глубины не наблюдается характерного для многих нефтегазоносных бассейнов уменьшения количества набухающих минералов, установленного в мезозойских отложениях Западной Сибири (Перозин, 1967; Лебедева, 1969), Предкавказья (Лазарева, 1970) и др.

В глинистых породах кыновского горизонта, залегающих на относительно малых глубинах количество смешанно-слоистых монтмориллонит-гидрослюдистых минералов обычно составляет 20–30%, а процент в них набухающих компонентов — около 30% с несколько более высокими значениями в туфогенных глинах. Обычно преобладают гидрослюды (25–55%) или каолинит (0–50%), причем последнего особенно много в песчано-алевритовых глинах Велью-Тэбукского поднятия. Самые большие концентрации набухающих глинистых минералов наблюдаются в кыновских породах Пашнинского месторождения, т. е. на максимальных в пределах изученного профиля глубинах залегания. Здесь смешаннослоистые монтмориллонит-гидрослюдистые минералы составляют в среднем 50%, при среднем проценте в них монтмориллонитовых пакетов — также 50%. Эпигенетические изменения глинистых минералов (Лебедева, Черников, 1969) зависят в большей степени от температур, чем от давления нагрузки вышележащих пород. В то же время в Печорской впадине увеличение геотермического градиента с востока на запад (Любомиров, 1967) нивелирует тот рост температур, который происходит при увеличении глубины захоронения кыновских глин с запада на восток. В итоге, например, на Западном Тэбуке, на глубинах, примерно, 1900 м пластовая температура оказывается на 4–8° выше, чем на Пашне, где глубина около 2700 м. Кроме того, учитывая тормозящую роль углеводородов на эпигенетические процессы, можно сослаться на представления геологов (Кремс, Вассерман, 1965), считающих, что формирование Пашнинского месторождения началось

еще в позднем девоне, т. е. раньше, чем остальных рассматриваемых месторождений. С другой стороны, большая доля каолинита в кыновских глинах Велью-Тэбукского и Джьерского поднятий является следствием вторичного эпигенетического процесса. Отмеченные особенности минерального состава вместе с изменениями пористости при увеличении глубин залегания определяют специфику потери веса глинистых пород при нагревании, степень их размокания в воде и емкость поглощения. Общая потеря веса при нагревании до 1000°С (фактически постоянный вес становится уже при температуре около 700°С) составляет 5–6% во всех глинистых фракциях, причем большая ее часть (около 4%) теряется в интервале температур 440–660°С.

Степень размокания глин в воде четко связана с глубинами захоронения; по мере их увеличения пластичные глины сменяются уплотненными и далее аргиллитоподобными. Эта общая зависимость несколько нарушается для Пашни, где наряду с аргиллитоподобными глинами отмечаются уплотненные и даже пластичные разности, что определяется более высоким процентом набухающих минералов в кыновских глинах Папнинской структуры. Емкость поглощения кыновских глинистых пород в соответствии с малым содержанием набухающих минералов всегда очень низкая от 17 до 39 мг-экв на 100 г породы. Минимальные величины характерны для пород Велью-Тэбукской ступени, где больше всего каолинита; максимальные для пород Пашни, где больше всего набухающих компонентов.

Таким образом, изучение вещественного состава и физических свойств показывает, что почти при одинаковом минеральном составе глинистых пород кыновского горизонта на всей рассматриваемой территории его экранирующая роль снижается в восточном направлении по мере роста глубин залегания за счет постепенного уплотнения глинистых пород и увеличения их трещинной проницаемости. Количество органического углерода в глинистых породах кыновского горизонта меняется в довольно больших пределах от 0,03 до 5,0% (один образец 8,1%). По определениям Г.М. Парпаровой, для рассеянного органического вещества кыновских глинистых пород характерно сложное сочетание компонентов гумусовой

и сапропелевой природы. Содержание растворимых битумов в кыновских глинистых породах обычно довольно высокие: от тысячных долей процента до 1%. Характерной чертой их распределения является очень четкая прямая зависимость между концентрациями $C_{орг}$ и рассеянных битумов. Общий коэффициент корреляции между ними $r = +0,92$. При этом битумный коэффициент (отношение суммы растворимых битумов к $C_{орг}$) колеблется от 2 до 14%, и также прямо пропорционален содержанию органического вещества с $r = +0,39$. При малых количествах растворимых битумов концентрации хлороформенного и спирто-бензольного экстрактов примерно равны, при больших количествах — концентрация хлороформенного экстракта в 4–5 раз превышает концентрацию спирто-бензольного. По мнению А. Р. Соболевой, согласно данным люминисцентно-микроскопического анализа, выделяется несколько основных форм распределения битумов в породе:

1) выделения битумов в породах и трещинах, которые характеризуются наиболее ярким голубым свечением, свойственным самым легким маслянистым фракциям;

2) пленочное выделение битумов преимущественно вокруг обломочных частиц и фаунистических остатков с голубым или светло-желтым свечением;

3) тонкодисперсный и сорбированный битум в глинистой массе породы с неопределенным грязновато-желтым свечением, характерным для пород, богатых бесструктурным сапропелем;

4) твердые битумы в цементе песчано-алевритовых пород в виде черных нелюминисцирующих сгустков (по определению Г. М. Парпаровой — альбертиты и даже импсониты), сопровождающиеся голубыми и желтыми пленками легкого битума, которые облекают обломочные зерна.

Наиболее сложным является вопрос о происхождении битумов в глинистых породах. Целый ряд фактов свидетельствует о том, что битумы в них являются вторичными: а) резкое преобладание восстановленных, извлекаемых хлороформом фракций; б) постоянное присутствие легких битумов в трещинах, порах и в виде пленок вокруг обломочных зерен; в) широкий разброс значений битумного коэффициента, вплоть до очень больших, несвойственных синбитумоиду

и пр. С другой стороны, строгая связь между содержанием нерастворимого органического вещества и растворимых битумов может служить доказательством их генетической общности.

Такое несоответствие легче всего объясняется постушением углеводородов из внешнего источника с параллельной активизацией синбитумоидов глинистых пород. Источником углеводородов являются нефтяные залежи, теряющие легкие фракции по трещинам и порам через глинистый флюидоупор. Более того, мигрирующие нефтяные битумы не только «возбуждают» синбитумоиды, но и сами сорбируются рассеянным органическим веществом. Поэтому можно полагать, что часть органического вещества является асфальтово-смолистыми компонентами нефти, сорбированными при фильтрации нефти через глины.

Другим доказательством ненадежности кыновского флюидоупора является обилие в пашийских и кыновских песчаниках и алевролитах твердых битумов. Ведь известно, что для образования твердых битумов из нефти, особенно таких высокометаморфизованных как импсониты требуется потеря большого количества легких фракций. Доводами в пользу миграции нефти через кыновские глины может служить также резкая недонасыщенность газом залежей в продуктивных отложениях девона на большей части Печорской впадины, а также обилие эпигенетического пирита, наблюдаемого, например, над нефтенасыщенными песчаниками на Джьерском и Пашнинском месторождениях.

Таким образом, кыновские глинистые породы, хотя и являются важным экраном для нефтяных и газовых залежей Тимано-Печорской провинции «пропускали» значительные массы углеводородов, особенно их легких фракций. Их экранирующие свойства ухудшаются по мере роста глубин, в особенности за счет уменьшения пористости, пластичности и увеличения трещиноватости и трещинной проницаемости глинистых пород. Другие литологические особенности кыновских глинистых пород (минеральный состав, карбонатность и др.), по-видимому, оказывают второстепенное влияние на их изолирующие свойства.

3

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Для обозначения осадочных кремнистых пород принимается краткий собирательный термин — силициты.

Класс силицитных, или кремнистых, пород представлен петрографическими типами на 50 % и более состоящими из свободного или водного кремнезема SiO_2 .

Важнейшими составными минералами кремнистых пород осадочного происхождения являются: опал, минералы группы халцедона и кварца.

Опал — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — изотропный минерал. Адсорбированными и механическими примесями в нем являются глинистые минералы, гидроокислы железа, углеводородные соединения. Они влияют на величину показателя преломления и цвет. В осадках и осадочных породах опал слагает раковины животных (радиолярий, губок), панцири диатомовых водорослей, образует прослои, сгустки, натечные формы, сростки с кристобалитом, халцедоном, кварцем.

Халцедон — особая модификация SiO_2 — светлосерый, иногда окрашен примесями. Показатель преломления = 1,531–1,539. Двуосен. Двупреломление = 0,010–0,008. По внешней форме волокнистый, в виде розеток и сферокристаллов. Связан постепенными переходами с опалом и кварцем. Опал обезвоживаясь и кристаллизуясь переходит в минералы группы халцедона и кварца.

Кварц — SiO_2 — тригональный, одноосный, оптически положительный. N_e — 1,553, N_o — 1,544, $N_e - N_o = 0,009$. Выделяются две разновидности: β — кварц гексагональный и α — кварц тригональный. Скрытокристаллические разновидности известны как халцедон. Для кварца характерны включения, представленные газами, жидкостями, глинистым, углистым веществом, аномально двуосен.

Таблица 3.1

Химический состав основных кремнистых пород
(по Л. Б. Рухину)

Типы пород	Содержание минералов, %					
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO
Диатомит	54,97–95,03	0,02–0,49	0,15–10,50	0,23–5,16	0,40–6,46	0,11–1,71
Трепелы	74,79–81,79		8,18–12,16	0,84–5,73	0,66–3,76	0,06–2,68
Опоки	79,50–97,16	0,08–0,72	0,20–7,76	0,12–3,05	0,79–1,09	0,30–1,211
Кремни	86,01–90,90	0–0,02	0,61–0,99	0,50–2,07	3,20–6,05	0–0,11
Спон-голит	88,02	—	3,72	2,08	1,53	0,54
Яшмы	67,40–86,51	—	5,52–7,11	2,28–2,62	0,51–2,491	0,48–0,47

Представление о химическом составе основных видов кремнистых пород представлены в таблицах химического и спектрального анализов (табл. 3.1 и 3.2). Рассматриваемый класс кремнистых (силицитных) пород включает, главным образом, три группы осадочных кремнистых пород: органогенную (биохимическую), хемогенную (чисто химическую группу) и кластическую, представленную кварцевыми обломочными породами. Некоторые исследователи В. А. Заварицкий, М. С. Швецов и многие другие рассматривают в качестве одного из классификационных признаков — стадию развития и изменения кремнистых пород и выделяют 3 типа: в первый тип входят молодые, сравнительно недавно образованные силициты, в которых кремнезем представлен преимущественно опалом (опаловые силициты). Это современные, четвертичные, третичные и частью меловые породы. Во второй тип, входят те силициты, в которых кремнезем представлен преимущественно халцедоном, частично опалом или кварцем (халцедоновые силициты). Это преимущественно палеозойские

Таблица 3.2

Спектральный анализ опоковидных кремнистых пород
Дальнего Востока

Тип породы	Опоковидный силицит	Цена деления		
Содержание, ppm $1 \times 10^{-4} \% = 1 \text{ г/т}$	B	30–80	>0,1%	10
	Ga	3–10	>0,03%	30
	Ge	1,5–2	>0,03%	20
	Ag	0,1–0,8	>0,01%	1
	Bi		>0,1%	1
	Zn	60–120	>1%	10
	Pb	6–12	>1%	1
	Cu	15–60	>1%	1
	Sc	1,2–1,5	>0,3%	1
	Mo	1,5–6	>0,3%	0,5
	Li	15	>0,1%	10
	Yb	0–3	>0,01%	3
	Y	20–30	>0,1%	10
	Sc	8–10	>0,1%	8
	Nb	12	>0,1%	8
	Zr	80	>0,3%	60
	Ni	15–60	>0,3%	1
	Co	5–10	>0,1%	4
	Cr	25–60	>0,3%	1
	V	20–60	>0,3%	1
Содержание, %	MnO	0,03–0,05	>1%	0,001%
	TiO ₂	0,2–0,6	>1%	0,001%
	Ba	0,005–0,01	>1%	0,001%
	Sr	0,003–0,005	>1%	0,001%
	P ₂ O ₅	0,1	>1%	0,08%
	Na ₂ O	0,5–0,8	>10%	0,1%
	K ₂ O	0,5–0,8	>10%	0,05%
	Fe ₂ O ₃	2–6	>10%	0,1%
	CaO	0,05–2	>10%	0,1%
	MgO	0,2–1,0	>10%	0,05%
	Al ₂ O ₃	2–8	>10%	0,1%
	SiO ₂	породообразующий	>10%	0,1%

и мезозойские породы. К третьему типу относятся силициты с кремнеземом, представленным преимущественно кварцем (кварцевые и кварцево-халцедоновые силициты). Это докембрийские, частью палеозойские породы.

Г.И. Бушинским в основу классификации осадочных кремнистых пород положены следующие признаки: 1) форма кремнистых тел, 2) микроструктура и 3) минеральный состав. В.А. Заварицкий классифицирует кремнистые породы по составу и выделяет две группы пород: опаловые и халцедоново-кварцевые. В первую группу входят молодые кремнистые породы мезозойского и кайнозойского возраста. Вторую группу составляют древние, палеозойские кремнистые сланцы и яшмы.

В рассмотренных выше классификациях учитывались разные признаки кремнистых пород, позволяющие их систематизировать на классы. Перед нами встал вопрос, какими критериями или признаками в петрографической практике пользоваться при описании кремнистых пород. Авторами в основу классификации кремнистых пород положен вещественно-генетический признак, мы выделяем границы, разделяющие породы и объединяющие их в самостоятельные классы (группы), с содержания главного породообразующего компонента более 50%. В кремнистых породах мы выделяем следующие группы (табл. 3.3):

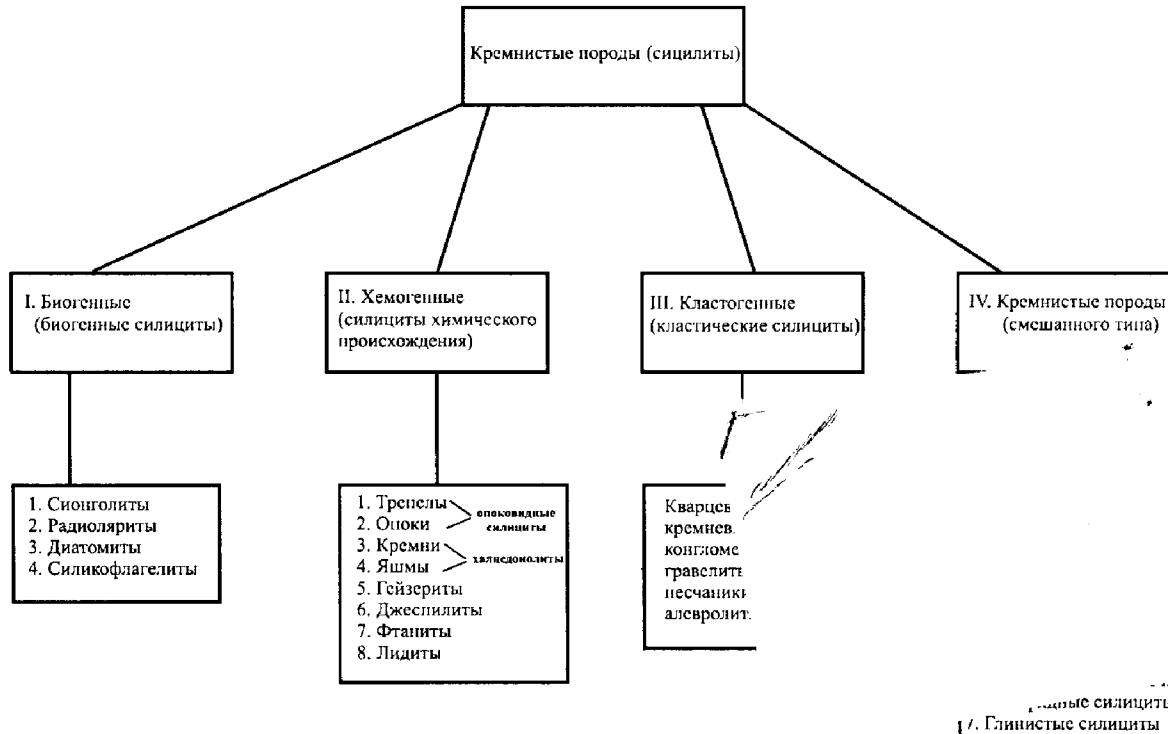
- I — биогенные (биогенные силициты);
- II — хемогенные (силициты химического происхождения);
- III — кластогенные или кластические
- IV — кремнистые породы переходного типа (породы смешанного типа).

(Спектральные анализы проведены в лаборатории ВСЕГЕИ О.В. Спиридоновой, 2009 г.)

3.1. БИОГЕННЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

К биогенным силицитам относятся кремнистые породы, в которых преобладают (более 50%) органические остатки, скелеты которых сложены кремнеземом.

Классификация кремнистых пород



Кремнистые породы
...ые силициты
1. Глинистые силициты

Это — спонголиты, радиоляриты, диатомиты, силикофлагелляты, окремненная древесина.

Спонголиты — более чем на 50% состоят из спикул губок. В зависимости от возраста они имеют опаловый, халцедоновый, опал-кристобалитовый и халцедон-кварцевый состав.

Радиоляриты — более чем на 50% состоят из скелетов радиолярий, сложенных халцедоном, опалом. Встречаются они в палеозойских, мезозойских отложениях, возможно, и в более молодых. Опаловые радиоляриты — рыхлые, пористые.

Диатомиты — кремнистые породы, состоящие в большей своей части (> 50%) из скорлупок, панцирей диатомовых водорослей, сложенных опалом. Под микроскопом диатомеи имеют очень разнообразный вид. Это капсулы или плоские чашечки из тонкой опаловой решетки. Размеры их около 0,01 мм. Форма различная — круглая, треугольная, веретенообразная.

Силикофлагелляты — опаловая порода, состоящая из скопления остатков кремневых жгутиковых водорослей. Они распространены в палеогеновых отложениях, встречаются в виде прослоев среди других типов биоморфных кремнистых и глинистых пород. Сложены остатками силикофлагеллат размером 0,02–0,04 мм, составляющих более 50% кремнистых скелетов. Остальная часть представлена остатками диатомовых водорослей, радиолярий, губок и глинистым веществом.

3.2. ХЕМОГЕННЫЕ (ХИМИЧЕСКИЕ) КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

К ним относятся породы, в которых минеральная кремнистая масса породы составляет более 50%. Кремнистые породы, в которых абсолютно преобладает минеральная масса химического происхождения — SiO_2 , а кремнистые организмы составляют менее 50% представляют собой широко распространенную группу кремнистых отложений. К этой группе относятся такие породы, как трепелы, опоки, кремни, яшмы, гейзериты, джеспилиты, фтаниты. Некоторые исследователи сюда относят и кварциты, как кремни-

стые отложения, связанные с вулканической и поствулканической деятельностью.

Кремни, в практике их называют халцедонолиты — породы, представленные агрегатно кристаллическим и аморфным кремнеземом. Цвет кремней черный, желтый, красный, серый до белого с промежуточными оттенками. В шлифе под микроскопом различаются опалово-халцедоновые, халцедоновые, кварцево-халцедоновые кремни. Часто содержат примесь карбонатов, известны в отложениях всех систем. Кремни почти всегда сопровождаются остатками кремневых организмов. Кремневые конкреции включают в себя нередко зерна глауконита, стяжения фосфата, обрастают пиритовыми каемками и кристаллами барита.

Трепелы — светлоокрашенные, пылеватые, рыхлые, пористые породы, по составу опаловые, опал-кристобалитовые, опал-халцедоновые. Сложены они преимущественно мелкими сферическими опаловыми, халцедоновыми тельцами (глобулями) размером 0,01–0,02 мм, содержат мало или почти совсем лишены органогенных остатков. В трепелах наблюдается слоистость, нередко нарушенная ходами илоедов.

Опоки (опоковидные силициты) — являются плотной, относительно прочной, но очень легкой кремнистой породой. Состоят, как и трепелы, из опаловых телец (глобулей), соприкасающихся друг с другом (сливающихся). Некоторые исследователи считают, что опока является продуктом уплотнения трепела. Опока от трепела отличается большей сцементированностью и крепостью при той же исключительной легкости. Легкость этих двух разновидностей пород объясняется отчасти их опаловым составом, отчасти очень сильной пористостью.

Яшмы — осадочная кремнистая порода, непрозрачная, состоящая из криптокристаллического кварца, халцедона. В шлифе порода представляет собой пеструю смесь мельчайших светлых и темных, иногда красноватых точек, так как состоит из микрзернистого халцедона, криптогенного кварца, может быть иногда с незначительной примесью опала или тонкоразмельченного вулканического стекла (лепла) и густо окрашена рассеянными микрзернистыми выделениями окиси железа, глинистого или органического

вещества. В настоящих типичных яшмах встречаются светлые круги, овалы или линзы, представленные остатками перекристаллизованных радиолярий, иногда со следами сетки или шипов (Прил. рис. 26). Яшмы распространены от докембрия до кайнозоя, наиболее широко в палеозое. Яшмы могут иметь вулканогенно-осадочное, химическое и биохимическое происхождение.

Гейзериты — кремнистые отложения гейзеров. Представляют собой туфоподобные породы, отлагающиеся близ выходов горячих подземных вод, связанных с поствулканическими процессами. Гейзериты — крайне редкие образования, к тому же не осадочного происхождения. Выделяются также некоторыми холодными ключами, связанными, вероятно, с глубинными водами.

К группе хемогенных кремнистых пород относятся и такие разновидности кремнистых пород как джеспилиты, фтаниты, лидиты, хотя многими исследователями они относятся к классу переходных кремнистых пород, поскольку они состоят как минимум из сочетания двухкомпонентных разновидностей пород и некоторые из них в своем составе обязаны процессам метаморфизма (поверхностного или глубинного), который привнес изменения в структуру, минеральный и химический состав первоначальной кремнистой породы, претерпевшей несколько иное определение по первоначальным минеральным компонентам. Эти разновидности классифицируются в данной группе с учетом прежде всего роли физико-химических факторов, действовавших на породу в геологических условиях ее формирования.

Джеспилиты — метаморфизованные яшмовидные полосчатые породы, в которых кремнезем представлен исключительно кварцем, а органические остатки совершенно отсутствуют. Породы эти, в которых многие авторы видят продукт химического выпадения кремнезема, широко распространены и образуют мощные толщи в докембрии, где они часто переслаиваются с прослоями железной руды. Джеспилитами еще называют породы железистых кварцитов, они сопровождают кварцевые осадочные железняки.

Фтаниты — крепкая, черная, плотная порода, состоящая из мелких (0,01–0,02 мм) зернышек кварца, переплетающихся между собой, как в кварцитах, незначительного количества халцедона и зна-

чительного содержания графита. Превращение органических соединений в графит говорит о том, что породы подверглись глубокому изменению, носящему иногда метасоматический характер. Фтаныты известны в палеозое (Прил. рис. 27).

Лидиты — плотные, черные кремнистые породы, преимущественно халцедонового состава, чем собственно и отличаются от фтанитов при прочих схожих петрографических признаках. Содержат небольшую примесь глинистого материала и тонко рассеянного углистого вещества и битума. Органогенные остатки представлены исключительно радиоляриями.

Петрографическая практика изучения хомогенных кремнистых пород показала, что их можно разделить по минеральному составу на три группы:

1) Опоковидные силициты, состоящие до 90% из опалового кремнезема тонкозернистого строения.

2) Халцедонолиты, состоящие преимущественно из скрытокристаллического, волокнистого и радиально-лучистого кремнезема.

3) Кварцевые силициты, где главный породообразующий минерал представлен кварцем различной размерности.

Резюмируя, можно сказать следующее: выпадение чистых кремнистых осадков химическим путем сведено к разделению пород на три минеральных типа, основанных на различных формах кристаллизации кремнистых минералов, образование которых определяется условиями и стадией развития осадочного кремнистого вещества в бассейне седиментации.

Генезис и трансформация кремнезема, имеющего первично биогенную или хомогенную природу, и обеспечивает наиболее распространенные типы кремнистых пород, в которых минеральные формы кремнезема имеют следующие микроструктуры: 1) органогенная — преобладают кремневые организмы, 2) реликтово-органогенная, 3) глобулярная, 4) хлопьевидно-глобулярная, 5) агрегатно-глобулярная, 6) пластинчато-глобулярная, 7) радиально-лучистая у халцедонов, 8) почковидные агрегаты глобуль — глобулит, 9) сгустковая.

3.3. КЛАСТОГЕННЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (КЛАСТИЧЕСКИЕ СИЛИЦИТЫ)

В эту группу входят породы, состоящие на 50% и более из обломков кварца, кварцитов, других кремнистых пород осадочного или метаморфических типов. Сюда относятся кварцевые и кремневые брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты.*

Выделение этой группы целесообразно при изучении кварцсодержащих пород в определенных районах при решении конкретных геологических задач (например, изучение вторичных процессов в толще кремнистых пород). Основные типы псефитовой группы представлены сцементированными брекчиями, галечниками, гравийниками, которых чаще всего состоят из кварца, реже кварцитов и силицитов. Брекчии этого обломки состава пространственно связаны с выходами кремнистых пород. Площади их распространения невелики. Галечники и гравийники различаются размерами и степенью окатанности обломков кварцевого или кварцитовидного состава. Псаммитовые кремнистые породы представлены кварцевыми песчаниками. Алевролиты кварцевого состава отмечаются реже псаммитов. При самой низкой ступени метаморфизма в песчаниках существенных изменений не происходит. Несмотря на то, что глинистый цемент полностью преобразуется в серицитовый или кварцево-серицитовый агрегат, общий вид обломочной структуры еще сохраняется. При интенсивном метаморфизме частично изменяется форма обломков кварца. Зерна кварца разрастаются, приобретают неправильные извилистые очертания и структура такого метаморфизованного песчаника становится

* Нужно отметить, что такие же разности классифицируются как терригенные мономинеральные кварцевые грубообломочные, песчаные и алевритовые породы. Петрографическая практика по огромному фактическому материалу пород осадочных бассейнов России показала, что рассматриваемая группа должна относиться к той или иной осадочной формации по генетическому признаку. К кластогенным кремнистым породам относятся только те разности, которые имеют признаки наложенных вторичных процессов, приводящих к образованию кластических силицитов, как правило, внутри кремнистых формаций.

бластопсаммитовой. При средних ступенях регионального метаморфизма кварцевые песчаники превращаются в кварциты. Это мономинеральные кварцевые породы с гранобластовой структурой. Зерна кварца прочно срастаются друг с другом, кроме кварца в их состав входят: слюда, хлорит, актинолит, гематит, рутил и некоторые другие минералы в зависимости от характера примесей в песчанике.

К группе кластогенных пород можно отнести и силькреты. Силькреты (по Ф.Дж.Петтиджону) — поверхностные кремнеподобные отложения ограниченной мощности — это продукты химического выветривания в относительно засушливых областях с низким рельефом. Характерной чертой является брекчиевидное строение. Кремнезем представлен частично халцедоном, частично кристаллическим кварцем. Силькреты могут образовываться по породам различных типов.

3.4. КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ПЕРЕХОДНОГО ТИПА (ПОРОДЫ СМЕШАННОГО ТИПА)

В строении кремнистых пород нередко участие минералов других классов. В эту группу входят такие наиболее распространенные петротипы: А) — силикатно-алюмосиликатный — кремнистые породы — туффитовые силициты; Б) — железо- и марганцево-окисные — кремнистые породы — железистые силициты, опоки, джеспилиты; В) — фосфат-кремнистые породы; Г) — карбонатно-кремнистые породы; Д) — углисто-кремнистые породы — лидиты, фтаниты; Е) — сульфидные силициты — «черные» гейзериты; Ж) глинистые силициты.

А) Среди пород смешанного типа чаще всего ими оказываются силикатные и алюмосиликатные минералы. В частности, характерными компонентами в разных типах кремнистых пород являются вулканокластический материал. В биогенных и хемогенных типах при заметных примесях (более 10%) выделяются туффитовые силициты, в которых часть вулканокластики может замещаться магнезиально-железистыми хлоритами. Для псаммито-алевритовых

пород характерны туффитовые и туфогенные песчаники и алевролиты. Образование кремнистых пород в той или иной степени связано с древней вулканической деятельностью. Кремнистые породы большей частью находятся вместе с различными вулканическими породами, они нередко залегают среди туффитов, туфов и эффузивных пород. Нередко слои туффитов по простиранию переходят в слои кремнистых сланцев и яшм. Существуют осадочные породы — кремнистые туффиты — занимающие промежуточное положение между кремнистыми и пирокластическими породами.

Б) Оксиды, гидроксиды железа и марганца — частые компоненты цементирующего вещества кластогенных кремнистых пород, нередко выступают с глинистыми минералами.

В) Фосфатное вещество в виде цемента наблюдается в кварцевых песчаниках, обогащенных глауконитом. Они известны в пределах железорудных месторождений. Фосфатное вещество образует пленочный или базальный типы цементов. Ферро- и феррифосфаты могут создавать пойкилитовую структуру цементирующего вещества.

Г) Разнообразны переходные типы силицитовых и карбонатных пород. Кальцитовый компонент, как реликтовый, так и постседиментационный (перекристаллизованный), участвует в строении диатомитов, трепелов, опок и яшм. Особенно многочисленны карбонатные минералы (главным образом кальцит) в различных кремнистых стяжениях и конкрециях, распространенных в толщах карбонатного состава. Доломитовый компонент широко распространен в пластовых силицитах докембрийского возраста.

Д) Углевородные и углистые силицитные породы образуют несколько переходных типов. Обогащенные органическими соединениями кремнистые породы могут содержать до 20–30% углеводородистых компонентов нефтей. В самостоятельные петрографические типы выделяются фтаниты и лидиты, метаморфизованные кремнистые породы, состоящие из зернистого кварца и чешуек графита.

Е) Сульфидно-кремнистые породы, известны в местах выходов термальных вод на дне глубоководных современных океанов. Сульфиды (пирит, марказит, пирротин и др.) присутствуют в цементе углеводородных кварцевых песчаников, в яшмах и фтанитах.

Ж) Глинистые частицы наиболее частые примеси в кремнистых породах. По мере увеличения глинистой составляющей — породы переходят в глинистые силициты или кремнистые аргиллиты.

В заключение остановимся на классификации трехкомпонентных пород ряда карбонат-глина-кремнезем (биогенный и хемогенный). Для кремнисто-карбонатно-глинистых пород за чистые известняки (доломиты), силициты и глины (аргиллиты) приняты соответствующие породы, в которых содержание главного из трех компонентов, как правило, не менее 90%, но в некоторых случаях уменьшается до 80%. Среди множества классификаций осадочных пород, включающих и классификацию кремнистых пород, нами рассматривалась и последняя классификация пород уровня петрографического вида, составленная В. Н. Швановым (1996), где также представлены кремнистые породы и переходные разности различных классов осадочных пород.

Авторами с незначительной корректировкой и сокращением выбрана как наиболее удобная и не слишком громоздкая схема классификации смешанных глинисто-карбонатно-кремнистых пород, составленная Г. И. Теодоровичем (табл. 3.4). У Г. И. Теодоровича выделяется семнадцать типов, включая как двухкомпонентные, так и однокомпонентные породы. Мы выделяем двенадцать, исключая переходные типы карбонат-глина, где кремнезем составляет 0–10% и присутствует в виде примеси. Переходные группы карбонат-глина нами рассмотрены в классификациях карбонатных и глинистых пород.

Таким образом, накопленный опыт по диагностике кремнистых пород, позволил авторам классифицировать кремнистые породы (силициты) по их генетически-вещественному признаку (химического или биогенного происхождения), по их минеральному составу (кварцевые, опаловые, халцедоновые), а также и по их внутреннему структурному строению. Структурный признак породы также важен в классификации кремнистых пород, так как на основании этого признака определяется переход осадочных кремнистых пород в классы кремнистых пород, подвергшихся метаморфизму, метасоматозу и перекристаллизации.

Приведем пример описания кремнистой породы.

Таблица 3.4

Сводная таблица типов кремнисто-карбонатно-глинистых пород
(по Г. И. Теодоровичу)

№	Название породы	Предел содержания, %		
		Кремнезем (некластический)	Кальцит (или доломит)	Глинистый материал
Группа кремнистых пород, или силицитов (SiO_2 хемогенного и органического более 50%)				
1	Силицит	100–90 иногда до 80	0–10	0–10
2	Глинистый силицит	90–50	0–10	10–50
3	Известкисто- (или доломитово-) глинистый силицит	80–50	10–40	10–40
4	Известковый (или доломитовый) силицит	90–50	10–50	0–10
Группа кремнисто-карбонатных пород (SiO_2 хемогенного и органического менее 50% и более 10–25%)				
5	Кремнеизвестняк (кремнедоломит)	25–50	50–25	0–30
6	Кремнистый известняк (доломит)	10–50	90–50	0–10
7	Кремнисто-глинистый известняк (доломит)	10–40	80–50	10–30
Группа карбонатно-глинистых и глинистых пород с иногда значительной примесью SiO_2 хемогенного и органического (менее 10–30%)				
8	Кремнистые мергели	10–30	60–25	25–60
9	Известняк (доломит)	0–10	100–90 иногда до 80	0–10
Группа кремнисто-глинистых пород (SiO_2 хемогенного и органического менее 50% и более 10–25%)				
10	Кремнистая глина (кремнистый аргиллит)	10–50	0–10	90–50
11	Кремнисто-известко- вистая (кремнисто- доломитовая) глина или аргиллит	10–40	10–30	80–50
12	Кремнеаргиллит	25–50	0–30	50–25

Шлиф. Спонголит кальцитизированный с органогенной структурой.

Основная масса породы сложена тонкими спикулами губок поперечного, преимущественно продольного сечения, скелеты которых сложены тонко-мелкозернистым кремнеземом (0,01–0,02 мм, <0,01 мм), редкие из них сложены монокристаллом кальцита. Спикулы губок составляют ~50–55%. Встречаются единичные обломки других органогенных остатков плохой сохранности, среди которых встречены фораминиферы и трудно определяемые обломки раковин, нацело кальцитизированные.

Наблюдаются сгустки, комки (размером ~0,05–0,12 мм), сложенные мелкозернистым кальцитом и хлоритом (~2–3%).

Цементирующая масса (~40–45%) представлена опалом, в котором наблюдаются равномерно рассеянные зерна тонко-мелкозернистого кальцита. Тип цемента контактовый, базальный.

В небольшом количестве (~2–3%) присутствуют обрывки углефицированного растительного детрита черного цвета. Отмечается редкая примесь (~1%) мелкоалевритового материала, представленного зернами кварца.

Порода имеет органогенную структуру.

3.5. К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА В КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ

Большое значение имеет выяснение источника кремнезема, отлагающего в виде кремнистых пород. Значительная доля его приносится при извержении подводных и наземных вулканов в виде вулканического стекла, легко разлагающейся лавы и растворенного кремнезема в горячих, да и в холодных водах, связанных с поствулканическими процессами. Вторым основным источником осадочного кремнезема являются процессы выветривания на суше, освобождающие кремнезем, который преимущественно в коллоидальных растворах переносится далее реками в озера и моря. Менее значительны источники кремнезема в водных бассейнах за счет подводного выветривания и за счет деятельности

организмов, водорослей, добывающих кремнезем не столько из морской воды, сколько за счет разложения силикатов для построения своих скелетов.

Изучение кремнистых пород вызывает некоторые трудности при их диагностике в шлифах. Дополнительным методом являются химические анализы, в частности определение рассеянной примеси опалового кремнезема. В некоторых случаях важно правильное микропалеонтологическое определение кремневых организмов. Важным фактором является также макроскопическое определение породы, поскольку некоторые типы хомогенных кремнистых пород различаются по физическим параметрам, таким как плотность, легкость, цвет породы.

Рассмотрим кремнистые породы с позиции их коллекторских свойств в связи с открытием в них на сегодняшний день залежей нефти и газа. М. Х. Булач, Л. П. Гмид еще в 1985 году изучались карбонатно-кремнистые породы — как новые объекты поисков залежей углеводородов в Тимано-Печорской провинции. В результате исследований было выявлено, что существенное влияние на пустотное пространство кремнистых пород оказывает структура свободного кремнезема, который может быть представлен в виде опала, кварца и халцедона. С помощью электронной микроскопии установлено глобулярное строение кремнезема, причем форма глобул может быть преимущественно шарообразная или кристалломорфная. Отмечается, что при шарообразной структуре глобул пористость намного выше, чем при кристалломорфной.

Природа эффективного пустотного пространства кремнистых и существенно кремнистых пород слабо изучена. Возникают трудности при оценки их фильтрационно-емкостного потенциала и, в конечном счете, при подсчете запасов углеводородов. Исследовались карбонатно-кремнистые образования на примере продуктивной части артинского яруса Наульской площади Тимано-Печорской провинции. Исследование проведено в связи с подсчетом запасов УВ по материалам детального литолого-петрографического изучения образцов керн по ряду скважин. Были изучены фильтрационно-емкостные характеристики пород, данные ртутной порометрии и электронной микроскопии. Вместе с кремневыми органическими

остатками и хемогенным кремнеземом осаждался карбонатный и глинисто-алевритовый материал. Комплексные исследования артинских карбонатных, кремнистых и карбонатно-кремнистых пород позволили получить количественные характеристики пор и высказать некоторые соображения по их генезису.

Кремнистая часть пород характеризуется поровым пространством, образованным порами разного генезиса и размера. Субкапиллярные поры расположены в основном между глобулами опала. Их объем невелик, по-видимому, не более 5% от общего объема пор. Радиус пор между кремнистыми спикулами губок и хлопьевидными выделениями кремнезема 0,1–1,5 мкм; они составляют основной объем порового пространства кремнистой и окремненной частей пород артинского яруса. Преобладающий размер пор — единицы микрон. Емкостное пространство пород продуктивной части разреза, вследствие чрезвычайно малого размера пор, скорее всего, занято остаточной водой. Нефтедержащими являются поры более крупного размера, сосредоточенные в участках, обогащенных алевритовым материалом, в линзах, прослоях спонголитов и спикуловых известняков, окремненных участках. Проницаемость матрицы низкая, однако, намечается функциональная связь между пористостью и проницаемостью матрицы породы. Работавшей частью нефтенасыщенного разреза являются проницаемые участки (зоны, линзы), фильтрация в которых обеспечивается сообщающимися порами в один и более мкм. Трещины, хотя и имеют повсеместное развитие, являются общими (фоновыми). Их плотность обусловлена вещественным составом, а протяженность — мощностью вмещающих пород. Сскущие (тектонические) трещины единичны, их участие в фильтрационной составляющей имеет место (следы миграции по трещинам), но в целом роль этих трещин незначительна. Было определено, что трещиноватость пород артинского яруса не определяла фильтрационный потенциал коллектора. Ведущее значение имела поровая проницаемость. В участках, испытавших тектонические напряжения, не исключается появление порово-трещинного типа коллектора. На Седьягинском месторождении — на поднятии вала Сорокина ТПП залежи

нефти также связаны с кремнистыми породами, в которых содержание С орг. составляет 0,5–2,1%. Выявлено, что органический материал представлен преимущественно сапропелевой составляющей. Продуктивные горизонты представлены переслаиванием опоковидных силицитов, халцедонов и кремнистых аргиллитов. Исследования последних лет (О. К. Баженова, Ю. К. Бурлин) кремнистых нефтегазоносных отложений определяют как сингенетично-нефтедержащие. В них генерированная нефть остается на месте своего образования. Причем основной объем нефти находится в субкапиллярных порах, которые образуются глобулитами и их агрегатами. Пористость пород достигает 18–22%, абсолютная газопроницаемость < 0,01 мД. Кремнистые породы в лабораторных условиях практически непроницаемы; но по данным промысловых наблюдений за притоками нефти и газа проницаемость значительно выше. Это возможно объяснить вытеснением нефти из субкапиллярных пор водой. Фильтрация осуществляется по трещинам, где трещинная проницаемость достигает 150 мД.

Таким образом, кремнистые породы могут быть коллекторами порово-трещинного и чисто трещинного типа. В бассейнах Калифорнии Санта-Мария, Сан-Хаокин, Вентура-Санта-Барбара и Лос-Анжелес в кремнистых отложениях за 140 лет поисково-разведочных работ открыто более 300 месторождений углеводородов, из них 22 крупных, а количество зон нефтегазоаккумуляции, связанных с кремнистыми породами, варьирует от 5 до 19 в разных бассейнах.

Проведенные исследования показали, что кремнистые породы обладают уникальными особенностями, состоящими в том, что образование коллекторов и формирование залежей происходит автохтонно, в условиях постседиментационных преобразований. Глобулярная форма кристобалитового кремнезема обеспечивает достаточное емкостное пространство для аккумуляции нефтяных углеводородов, большую роль играет возникшая трещиноватость, так как за счет затвердения и дегидратации кремнистого осадка образуется хрупкая в механическом отношении порода.

В кайнозойских глинисто-кремнистых отложениях Северо-Сахалинского прогиба обнаружены зоны нефтегазоаккумуляции.

В результате зонального прогноза в Северо-Сахалинском бассейне выделены 19 зон нефтегазонакопления и одна фактическая — Окружная (Е. А. Маргулис). Промышленная нефтегазоносность на Окружном месторождении связана с кремнистыми аргиллитами, опоковидными силицитами и халцедоналитами. Проницаемость матрицы этих пород < 1 мД, а трещинная проницаемость до 202 мД. Тип коллектора порово-трещинный.

В заключении можно отметить, что кремнистые породы также как терригенные и карбонатные породы рассматриваются как возможные коллекторы нефти и газа и могут являться продуктивными.

4

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Карбонатные породы — осадочные породы, состоящие более чем на 50 % из одного или нескольких карбонатных минералов; это — известняки, доломиты и переходные между ними разности. Ограниченно распространены сидеритовые, магнезиальные и анкеритовые осадочные породы. В данной схеме, разработанной в лаборатории петрографии ВНИГРИ, рассматриваются породы, состоящие из кальцита и доломита, а также известняки и доломиты, содержащие примесь терригенного материала.

В схеме выделяются следующие основные группы пород: 1) чистые известняки; 2) чистые доломиты; 3) доломитовые известняки и известняковые доломиты; 4) переходные разности от карбонатных пород к глинам, алевролитам и песчаникам (табл. 4.1).

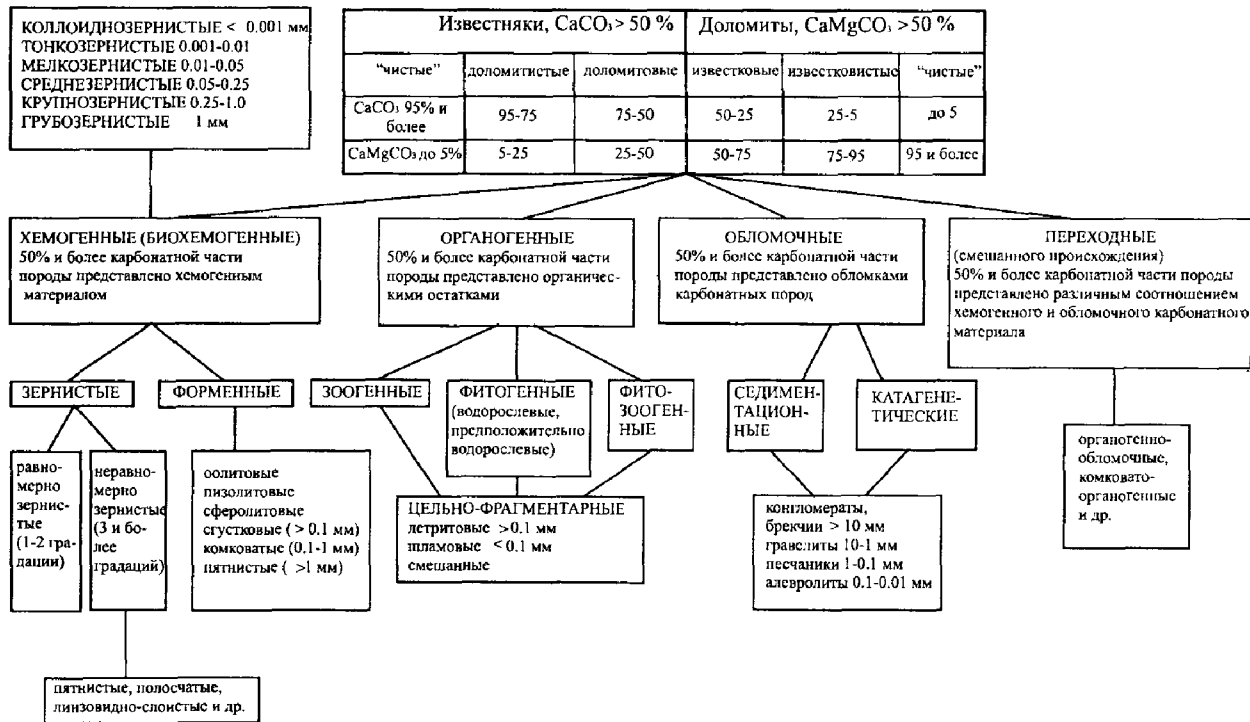
4.1. «ЧИСТЫЕ» ИЗВЕСТНЯКИ

К «чистым» известнякам относятся карбонатные породы, содержащие кальцит в количестве большем 95 %. Среди них различаются: А) зернистые известняки; Б) известняки с преобладанием форменных образований.

А. Зернистые известняки (зернистого материала больше 50%)

По преобладающей величине зерен среди зернистых известняков различают: а) коллоидно-зернистые (размер зерен $< 0,001$ мм), б) тонкозернистые или микрозернистые (0,001–0,01 мм), в) мелкозернистые (0,01–0,05 мм), г) среднезернистые (0,05–0,25 мм),

Классификационная схема известково-доломитовых пород (ВНИГРИ)



д) крупнозернистые (0,25–1,0 мм), е) грубозернистые (1,0 мм и более), ж) неравнозернистые.

Известнякам, в которых в значительном количестве присутствуют зерна двух соседних размерных групп, дается двойное название (например, мелко-среднезернистый известняк), преобладающий размер зерен указывается в конце. В неравнозернистых известняках колебания в размерах зерен выходит за пределы двух соседних групп. При характеристике таких пород необходимо указать предел колебания и преобладающую размерность зерен.

Среди неравнозернистых известняков в случае неравномерного распределения зерен кальцита различной величины выделяются пятнистые и полосчатые породы.

Присутствие форменных элементов в зернистых известняках в количестве больше 10% отмечается в названии (например, тонко-мелкозернистый известняк с фораминиферами).

Б. Известняки с преобладанием форменных образований (>50%)

К ним относятся: а) зернистые; б) сгустковые; в) комковатые; г) пятнистые; д) оолитовые; е) пизолитовые. В известковых известняках преобладают сгустки, представляющие собой коллоидно- или тонкозернистые образования величиной меньше 0,1 мм с нерезкими, но в общем ровными контурами, форма которых близка к округлой или овальной. Комковатые известняки отличаются от сгустковых большим размером коллоидно- или тонкозернистых образований. По величине последних они разделяются на мелко- (0,1–0,25 мм), средне- (0,25–0,5 мм) и крупно- (0,5–1,0 мм) комковатые. Больше 1,0 мм — пятна. К оолитовым и пизолитовым известнякам принадлежат породы, в составе которых преобладают оолиты (до 1,0 мм) или пизолиты (больше 1 мм). Встречаются также так называемые отрицательно оолитовые или дырчатые известняки. Они характеризуются наличием пустот, форма и размер которых соответствует оолитам, и представляющих результат выщелачивания их. Возможно, присутствие в породе того или иного количества сохранившихся оолитов. Выделяются псевдооолитовые известняки, состоящие из тонкозернистых образований, по

форме и величине сходных с оолитами, но лишенных центрального ядра и концентрического строения.

Органогенные известняки подразделяются по групповому составу фауны или флоры, по целостности форм и размерам. По групповому составу органических остатков различают брахиоподовые, мшанковые, коралловые, фораминиферовые известняки. В том случае, когда органические остатки в существенном количестве принадлежат различным группам, в названии известняка перечисление их делается в возрастающем порядке. Например, фораминиферо-мшанково-водорослевый известняк — водоросли преобладают. По целостности органических остатков различают цельно-раковинные (биоморфные) известняки, когда фауна присутствует в виде целых раковин, а также детритовые и шламовые. В двух последних случаях остатки организмов представляют собой обломки, но без следов окатанности. По размеру органических остатков органогенно-детритовые известняки разделяются на шламовые (размер обломков $< 0,1$ мм), мелко-детритовые (0,1–0,25 мм), средне-детритовые (0,25–0,5 мм), крупно-детритовые (0,5–1,0 мм), грубо-детритовые (1,0 мм и более) и неравно-детритовые известняки (Прил. рис. 16–25).

Обломочные известняки в зависимости от преобладания обломков известняков или окатанных обломков скелетных остатков фауны и флоры разделяются на собственно обломочные и органогенно-обломочные. В зависимости от размера и формы обломков обломочные известняки подразделяются на брекчиевые, конгломератовые, песчаниковые известняки, соответственно градации, принятой для классификации обломочных пород. Выделяются псевдообломочные, псевдобрекчиевидные, псевдоконгломератовидные и псевдопесчаниковидные известняки, структура которых обуславливается неравномерной перекристаллизацией. Порода в этом случае разбита на угловатые или округлые участки, которые сцементированы более крупнозернистым кальцитом. При описании известняков с преобладанием форменных образований отмечается и зернистость цемента. Если имеет место инкрустация форменных образований, она также отмечается (например, органогенно-детритовый брахиоподово-мшанковый известняк с тонко-мелкозернистым цементирующим кальцитом).

4.2. «ЧИСТЫЕ» ДОЛОМИТЫ

К «чистым» доломитам относятся карбонатные породы, состоящие из доломита в количестве большем 95%. В зависимости от преобладания цементирующего материала, доломиты подразделяются на два основных типа пород: с одной стороны зернистые доломиты, с другой — сгустковые, комковатые, оолитовые, органогенные и т. д.

А. Зернистые доломиты (зернистого материала > 50%)

В типичных зернистых доломитах цементируемый материал отсутствует. По преобладающей величине различают: а) коллоидно-зернистые (размер зерен < 0,001 мм), б) тонкозернистые (0,001–0,01 мм), в) мелкозернистые (0,01–0,05 мм), г) среднезернистые (0,05–0,25 мм), д) крупнозернистые (0,25–1,0 мм), е) грубозернистые (более 1,0 мм).

Доломитам, в которых в существенном количестве присутствуют зерна двух соседних фракций, дается двойное название (например, мелко-тонкозернистый доломит; преобладающий размер зерен ставится в конец). В неравнозернистых доломитах колебания в размерах зерен выходят за пределы двух соседних групп. В характеристике таких пород необходимо указывать предел колебания и преобладающий размер зерен. Среди неравнозернистых доломитов в случае неравномерного распределения зерен доломита различной величины, выделяются пятнистые и полосчатые. Зернистые доломиты, в которых присутствует цементируемый материал, делятся на доломиты с редким (ниже 10%) цементирующим материалом (например, тонкозернистый доломит с редкими фораминиферами) и доломиты, содержащие цементируемый материал (от 10% до 50%) (например, тонко-мелкозернистый доломит, содержащий оолиты).

Б. Доломиты с преобладанием форменных образований (50% и более)

Среди доломитов данного типа по составу преобладающего цементирующего материала различают следующие разности: а) сгуст-

ковые, б) оолитовые, в) пизолитовые, г) органогенные, д) обломочные. Сгустковые доломиты содержат в количестве 50% и более сгустки, представляющие собой коллоидно- или тонкозернистые образования величиной меньше 0,1 мм с нерезкими, но в общем ровными контурами, и форма которых близка к округлой или овальной. Комковатые доломиты отличаются от сгустковых большим размером коллоидно- или тонкозернистых образований. По величине их различают на мелко- (0,1–0,25 мм), средне- (0,25–0,5 мм), крупно- (0,5–1,0 мм) и неравно комковатые доломиты. В последнем колебания в размерах комковатых образований выходит за пределы двух соседних фракций. К оолитовым и пизолитовым доломитам принадлежат породы, в состав которых входят в количестве 50% и более оолиты и пизолиты.

Наряду с положительными оолитовыми доломитами различают породы с отрицательной структурой (дырчатые доломиты). По величине пустот выделяются мелко- (0,01–0,25 мм), средне- (0,25–0,5 мм) и крупно- (0,5–1,0 мм) дырчатые разности. Дырчатые и кавернозные доломиты могут возникать путем выщелачивания органических остатков. Доломиты с преобладанием остатков организмов подразделяются по групповому составу фауны и флоры, по целостности органических остатков и по их размеру.

По групповому составу органических остатков различают брахиоподовые, мшанковые, фораминиферовые и др. доломиты. В том случае, когда органические остатки принадлежат к различным группам, в названии породы перечисление их дается в возрастающем порядке (например, мшанково-фораминиферовый, фораминиферы преобладают). По целостности органических остатков различают цельнораковинные, биоморфные (когда фауна присутствует в виде целых раковин) и детритовые. В последнем остатки организмов присутствуют в форме обломков, но без следов окатанности. Доломиты, в состав которых входят целые раковины и обломки их называют биоморфно-детритовыми или детритово-биоморфными (целые раковины преобладают). По размеру органических остатков доломиты разделяются на шламовые (<0,1 мм), мелко-детритовые (0,1–0,25 мм), средне-детритовые (0,25–0,5 мм), крупно-детритовые (0,6–1,0 мм), грубо- (1,0 мм) и неравно-детритовые. В последнем

случае колебания в величине обломков выходят за пределы двух соседних размеров. Тем породам, в строении которых в существенном количестве участвуют обломки организмов двух соседних размерностей, дается двойное название (например, мелко-средне-детритовый брахиоподово-мшанковый доломит — средний размер обломков и мшанок преобладает)

Обломочные доломиты подразделяются на собственно обломочные и органогенно-обломочные доломиты. В собственно обломочных доломитах цементирующим материалом служат обломки доломитов. В органогенно-обломочных доломитах цементируемый материал представлен обломками фауны и флоры. Характерной особенностью пород является окатанность органических остатков, а нередко оолитоподобные обрастания вокруг них. В собственно обломочных и органогенно-обломочных доломитах по размеру и форме обломков различаются брекчиевые, конгломератовые, песчаниковидные доломиты. Выделяются псевдообломочные, брекчиевидные, конгломератовидные и песчановидные доломиты. Подобная структура пород обуславливается развитием зерен доломита различной величины и группировкой их в самостоятельные участки. При этом строении порода разбита на угловатые округлые участки, которые как бы сцементированы доломитовыми зернами другого размера. В доломитах второй группы по величине зерен цементирующего доломита различаются те же разновидности, что и в зернистом типе породы (например, оолитовый доломит с тонкозернистым цементирующим доломитом).

4.3. ДОЛОМИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ И ИЗВЕСТКОВЫЕ ДОЛОМИТЫ

К группе доломитовых известняков и известковых доломитов относятся карбонатные породы, состоящие из кальцита и доломита. Данная группа пород представляет промежуточные различия между чистыми известняками и чистыми доломитами, являющиеся либо первичной смесью, либо развившейся путем метасоматического замещения кальцита доломитом, или доломита кальцитом.

При наличии химических данных или по окрашиванию ализирином может быть выделена следующая градация породы по содержанию в ней кальцита и доломита: доломитистый известняк (от 5 до 25 % доломита), доломитовый известняк (от 25 до 50 %), известковый доломит (от 50 до 75 %) и известковистый доломит (от 75 до 95 %). При преобладании карбонатных пород только в шлифах (без применения окрашивания) не всегда можно более или менее точно установить содержание различных карбонатов. В силу этого количество неодинаковых карбонатов следует характеризовать следующим образом: а) известняк с редкими зернами доломита (или доломит с редкими зернами кальцита); б) известняк с небольшим содержанием доломита (или наоборот); в) известняк со значительным содержанием доломита (или наоборот). В породах, представляющих первичную смесь кальцита и доломита, необходимо отмечать размер и форму того и другого карбоната и их взаимоотношения. Структура этих пород близка к какой-либо из разновидностей известняков или доломитов, а поэтому особо они не рассматриваются.

В доломитовых и доломитистых известняках, а также известковистых и известковых доломитах, получившихся в результате метасоматического замещения кальцита известняков доломитом доломитизации могут подвергаться все разновидности известняков, переименованные в разделе 4.1. В наименовании породы помимо отражения степени доломитизации указывается и первичная структура известняков. При описании пород следует отметить, какая часть известняка замещена доломитом (цементируемый материал или цементирующий кальцит), размер и форму доломитовых зерен и форму их выделения (отдельные зерна, скопления, пятна, участки, крупные поля, полные или частичные псевдоморфные по цементируемому материалу). Особо выделяются раздоломиченные доломиты, являющиеся результатом замещения доломита кальцитом. При процессе раздоломичивания обычно развиваются зерна кальцита среднего и крупного размера. Они включают в себя отдельные зерна или небольшие группы зерен остаточного доломита. При характеристике данных пород необходимо отмечать не только степень замещения доломита кальци-

том, но также степень сохранности первоначальной структуры и текстуры пород.

4.4. ПЕРЕХОДНЫЕ РАЗНОСТИ ОТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД К ГЛИНАМ, АЛЕВРОЛИТАМ И ПЕСЧАНИКАМ

В состав карбонатных пород помимо минералов из группы карбонатов могут входить глинистые, алевритовые и песчаные частицы. Присутствие глинистых частиц обуславливает постепенный переход известняков или доломитов к глинам. В зависимости от количества содержания глинистых частиц устанавливается следующий ряд переходных пород от известняков или доломитов к глинам: а) известняки (доломиты) — количество глинистых частиц 0–5%; б) известняки (доломиты) глинистые — количество глинистых частиц 5–25%; в) мергели (кальцитовые и доломитовые) — количество глинистых частиц 25–50%; г) глинистые мергели (кальцитовые и доломитовые) — количество глинистых частиц 50–75%; д) глины карбонатные (известковые или доломитовые) — количество глинистых частиц 75–95%; е) глины — количество глинистых частиц 95–100%.

Примесь алевритовых частиц в известняках и доломитах обуславливает переход их в алевролиты с кальцитовым и доломитовым цементом. Выделяются следующие разности пород в зависимости от содержания алевритовых частиц: а) известняки (доломиты) алевритистые — количество алевритовых частиц 5–25%, б) известняки (доломиты) алевритовые — количество алевритовых частиц 25–50%, в) алевролиты известковые или доломитовые — количество алевритовых частиц 50–75%.

При количественном содержании алевритовых частиц от 40 до 60% породы могут называться двояко: алевритовый известняк или известковый алевролит. В соответствии с характером разреза петрограф отдаст предпочтение одному из названий. Второе наименование породы пишется в скобках с союзом «или». Карбонатные породы, содержащие песчаный материал, подразделяются по тому же признаку, что и породы, в состав которых входят алевритовые частицы. Выделяются песчанистые и песчаные известняки и доломиты, а также раз-

ности с количеством обломочных зерен 40–60%. Последним придается двойное название: песчаный известняк или известковый песчаник. В тех случаях, когда в карбонатных породах присутствует обломочный материал различной размерности (например, глинистый и алевритовый или алевритовый и песчаный, а иногда и всех трех размерностей), в названии пород он переименовывается в возрастающем порядке (например: песчано-аледритисто-глинистый доломит, алевритистый мергель и т. д.). Обломочный материал может присутствовать во всех разновидностях известняков и доломитов, рассмотренных в разделах 4.1, 4.2, 4.3. Указание на содержание обломочных частиц предшествует названию породы. Например, алевритисто-глинистый неравномерно детритовый известняк. При определении переходных пород учитывается количественное соотношение между всеми составными частями, а именно обломочными частицами, кальцитовым цементируемым материалом и цементирующим карбонатом. Отмечается также количество доломита в известковых породах и количество кальцита в доломитовых и наряду с этим формы их выделения. Помимо карбонатов и обломочных частиц, породообразующей частью в переходных породах могут служить и аутигенные образования. К ним относятся гипс, ангидрит, целестин, барит, глауконит, фосфат, кукерсит, шамозит, пирит, гидроксиды железа, кремнезем и др. Упомянутые минералы могут наблюдаться во всех разновидностях пород, упомянутых в разделах 4.1, 4.2, 4.3. В наименовании породы количество их отмечается следующим образом: с малым содержанием (когда какой-нибудь минерал составляет от 1 до 10%), со средним содержанием (25–50%), при большем содержании какого-либо минерала порода относится к другой группе. Так, при содержании глауконита свыше 50% порода составляет уже глауконитовый песчаник с карбонатным цементом. Присутствие фосфата обуславливает переход в фосфориты, кукерсита — в горючий сланец, кремнезема — в силицит, сульфатов — в гипсы и т. д. При содержании аутигенного минерала в количестве 40–60% породы могут называться двойко. Например, тонкозернистый известняк с большим содержанием глауконита, или глауконитовый песчаник с кальцитовым тонкозернистым цементом. То название породы, которому петрограф отдает предпочтение, ставится первым, второе заключается в скобки. Помимо

указания количества аутигенных минералов, необходимо отмечать форму их выделения, размеры, последовательность их выделения.

Порядок описания карбонатных пород:

1. Название породы.
2. Количественное соотношение цементируемого и цементирующего материала.
3. Характеристика преобладающего материала (вещественный состав, однородность или разнообразие его, количественное содержание того и другого цементируемого материала в случае его неоднородности, размер, характер распределения).
4. Характеристика цементирующего материала (вещественный состав, количественные соотношения между отдельными минералами в случае его неоднородности, размер и форма зерен).
5. Характеристика обломочного материала (количество, вещественный состав, размерность, форма, характер распределения).
6. Характеристика аутигенных образований (количество, вещественный состав, размер, форма и последовательность выделения).
7. Характеристика и степень диагенетических изменений.
8. Пористость.
9. Наличие и характер распределения органического вещества (битумов).
10. Эпигенетические изменения, форма и степень их проявления.
11. Характеристика трещиноватости (если имеется) — форма, морфология, ориентировка, открытая или заполненная (в этом случае характер заполнителя), ширина трещин (интервал колебания и средняя), их суммарная длина (для последующего определения плотности трещин, а для раскрытых или заполненных легким битумом — трещинной проницаемости и пористости (см. раздел «Микроскопический метод изучения трещиноватости в шлифах»).
12. Структурно-генетический тип породы.

Схема определения вещественного состава породы со всеми ее петрографическими признаками и петрофизическими параметрами после полного ее описания заносится в таблицу (табл. 4.2) для более удобной статистической обработки и интерпретации необходимых литолого-петрографических задач, обеспечивающих выполнение различных геологоразведочных работ.

Приведем примеры описания карбонатных пород.

Шлиф. *Известняк органогенно-водорослевый, неслоистый, массивный, серого цвета, слабо глинистый (2–3%), пористый, трещиноватый с редкими стилолитовыми образованиями с кальцитовым, битумным цементом, слабоокремненный, пиритизированный с редкими выделениями глауконита.*

Основная масса породы (80%) представлена органическими остатками и водорослями. Среди органических остатков выделяются членики криноидей (морские лилии), иглокожие (морские ежи, звезды), мшанки, в целом составляющие 37%. Отмечаются редкие фораминиферы, гастроподы, остракоды (5%), обломки кораллов (3%). Скелеты органических остатков сложены тонко-мелко-среднезернистым кальцитом, членики криноидей состоят из крупных монокристаллов кальцита, частично гранулированные и слабо окремненные. Окремнение проявляется в метасоматическом замещении кальцита микрозернистым кварцем (5%), радиально-лучистым халцедоном (3%). Грануляция выражена в образовании узких каемочек, состоящих из пелитоморфного кальцита, располагающихся вокруг члеников криноидей. Из вторичных аутигенных минералов поимо кварца, халцедона встречаются пирит, глауконит, заполняющие камеры фораминифер, мшанок (3%). Водоросли представлены зелеными (кодиевые, мутовчатые) — 47% и сине-зелеными (шамовеллы) — 5%. Редко встречаются багряные водоросли — 2%, в целом водоросли составляют 55%.

Развиты стилолиты горизонтальной, мелкозубчатой формы, vyplненные глинисто-органическим веществом. Внутри стилолитов проходят открытые трещины, шириной 20–25 микрон, протяженные, слабо извилистой формы. Стенки трещин неровные, микрошероховатые. На стенках трещин видны следы миграции легкого желтого битума (нефти). Плотность стилолитов 62 л/м, плотность открытых трещин 32–40 л/м, трещинная проницаемость 2,8–3,5 мД. Пористость по шлифу 10–12%.

Поры первичные и вторичные. Первичными являются камеры мшанок, фораминифер, полости кодиевых водорослей. Вторичные поры выщелачивания располагаются между форменными образованиями, внутри них, вдоль открытых трещин, в цементе. Размер

пор 0,1–0,45 мм. Форма пор округлая, «буктообразная», неправильная, удлиненная.

Цементирующим веществом является мелко-средне-крупнозернистый кальцит, составляющий 12%. Участками наблюдается битумный цемент коричневого цвета 8%. Тип цемента пленочный, поровый, базальный, регенерационный. Базальный тип цемента местами имеет пойкилитовую структуру.

Шлиф. Доломит тонко-мелко-среднезернистый, неравномерно перекристаллизованный с пятнистой микротекстурой, сульфатизированный, битуминозный, пористо-кавернозный (~ 3–4%), трещиноватый.

Основная масса породы 75% представлена тонко-мелко-среднезернистым доломитом с размером зерен от 0,07 до 0,25 мм. На фоне мелко-среднезернистого доломита отмечаются сгустки и комки с нечеткими контурами, сложенные тонкозернистым доломитом <0,01 мм. Зерна доломита светло-серого цвета, непрозрачные. Форма зерен доломита овальная, многогранная, ромбоэдрическая, различно упакованные, — местами рыхло, участками плотно. В местах рыхлой упаковки отмечаются вторичные поры выщелачивания, каверны — выполненные мелко-среднезернистым, прозрачным ангидритом. Размер пор 0,2–1 мм, размер каверн 1,5–2 мм. Составляют поры и каверны с ангидритом 25%. В отдельных участках породы отмечается метасоматическое замещение доломита ангидритом.

Присутствует битум коричневого цвета, заполняющий межзерновые поры и межзерновые каналы, образование которых связано с процессом перекристаллизации доломита. Размер пор 0,02–0,05 мм, составляют от 8–10%.

Участками коричневый битум образует стилолитоподобные выделения.

Отмечаются редкие мелкие зерна пирита 3%. В ангидритовой части породы располагаются редкие открытые вторичные поры выщелачивания размером 0,25–0,4 мм. Количество их не превышает 3–4%.

Развиты трещины, открытые, слабо извилистой формы, шириной 25 микрон, местами раздвинутые. Плотность открытых трещин 32 1/м, трещинная проницаемость 2,3 мД.

5

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ШЛИФАХ

Наряду с изучением вещественного состава пород, диагностики минеральных компонентов, коллекторского потенциала, в шлифах определяется органическое вещество (ОВ) и битумы. Отмечаются следующие признаки ОВ: цвет, морфология, процентное содержание, форма распространения, микротекстура, анатомическое строение, степень преобразования (углефикация), тип органического вещества: гумусовый, сапропелевый, сапропелево-гумусовый, гумусово-сапропелевый.

Если в породе присутствуют битумы (вещества, растворимые в органических растворителях) — отмечается их цвет: желтый — битум маслянистый; коричневый — асфальтово-смолистый; черный — кериты. Изучается соотношение со структурой породы: сорбированный или заполняет поры, каверны, трещины, отмечается процентное содержание битума в породе (Прил. рис. 28–37).

А. В. Ивановской (2008) взаимоотношения минералов и битума были систематизированы по каждому терригенному нефтегазонасному горизонту венда Непско-Ботуобинской антеклизы в соответствии со вторичными изменениями выделенных минеральных ассоциаций, катагенезом органического вещества и восстановленными палеоглубинами по следующим трем признакам:

1) Структурный признак: а) выполнение пор, каверн, б) вдоль контактов между зернами, в) реликты битума в интерстициях, г) по периметру зерен, д) окаймление пор, каверн, е) в виде линз, ж) по прослоям, з) по трещинам.

2) Парагенетический признак: а) окаймление скоплений пирита, б) заполнение трещин спайности полевых шпатов, карбонатов, ан-

гидрита, в) коррозия кварца битумом в присутствии гидрослюдистого цемента, д) битуминизация слюд по пакетам.

3) Форма битумопроявления: а) сорбция глинистым веществом, выполнение стилолитов вместе с глинисто-слюдястыми прослойками, б) пленки вокруг первичных контуров регенерированных зерен, в) пленки вокруг регенерированной каймы кварца, полевых шпатов, плагиоклазов, г) выполнение пор выщелачивания с образованием «ситчатых» структур плагиоклазов, микроклина, д) деасфальтенизация битума в порах. При этом черный битум выполняет центральные участки пор, а коричневый располагается по периферии с пленками гидрослюды.

Распределение битума в породе, связанное с вторичными изменениями продуктивных песчаников, позволяет восстановить онтогенезу залежи, т. е. проследить последовательность и взаимоотношение как с обломочным материалом, так и с минералами цемента, а также реконструировать последовательность формирования газонефтяной залежи. По площади и по разрезу изучаемого бассейна составляются таблицы, куда заносится полученная информация по битумопроявлению (табл. 5.1).

В нефтяной геологии петрографическое определение органического вещества и наличие в породах битума является одним из важнейших факторов. Наблюдения повышенного их содержания позволяют выделить в разрезах пласты основных уровней накопления ОВ и уровней, обогащенных битумом (путями миграции углеводородов), тем самым потенциально определяя уровни пород преимущественно газонефтематеринской стадии в литогенезе материнских пород и уровни пород-резервуаров, способных содержать промышленные скопления углеводородов. Привязка данных о повышенном содержании ОВ и битумопроявлении к характеристике разреза, сопоставление разрезов по площади изучаемого бассейна седиментации нередко показывает, что эти интервалы отвечают нефтегазоносным пластам. В каждом нефтегазоносном бассейне основная часть ресурсов обычно локализуется в сравнительно узких, как правило, относительно выдержанных интервалах разреза. И здесь неосценимая роль принадлежит петрографии с ее детальной диагностикой как самой породы, так и взаимоотношению ее с ОВ различных категорий.

Таблица 5.1

Вторичные преобразования пород ботуобинского нефтегазоносного горизонта В-5 венда и формы битумопроявления на Мирненском своде (Северо-Нелбинская, Мирненская, Мачёбиская, Таас-Юряхская, Средне-Ботуобинская площади) НБА

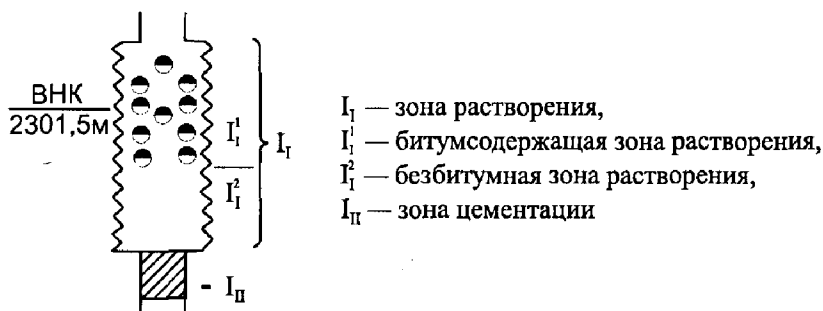
Стадии литогенеза УВ	Минеральные ассоциации	Преобразования минеральных компонентов	Вторичные структуры	Минералы цемента и его преобразования	Формы битумопроявления
МК2 — 1 палеоглубина 2,4–2,8 км	Кварцевые, реже олигомиктовые кварцевые, вблизи фундамента аркозово-кварцевые.	Полевые шпаты (7–9%, редко 10–15%) серицитизированы, пелитизированы, гидрослюдизированы. Чаще слабая регенерация кварца и полевых шпатов (2–3%, редко 3–4%, не более 20% всех зерен). Иногда регенерация зерен кварца вплоть до восстановления первичных кристаллографических очертаний. Регенерация полевых шпатов в виде щетки.	Структуры соприкосновения, инкорпорационные и конформные.	Глинистый цемент — 2–10%. Разбухающие слои 25%. Доломитовый цемент порового и базального типа (1–2 — 5% до 25–35%), тринатриевый (1–5 до 20–40%). В поровом типе пойкилитовые структуры. Коррозия и замещение обломочных зерен.	<p><i>И. Структурные признаки:</i> а) в порах (1–2, реже 3–4%), б) по краям открытых пор, в) вдоль контактов между зёрен, г) в межзерновом пространстве, д) в виде пленок, пятен, примазок, е) в виде линз, ж) по трещинам, з) по прослоям.</p> <p><i>II. Парагенез:</i> а) с пиритом, по трещинам снайности, б) карбонатов, в) ангидритов, г) полевых шпатов. <i>III. Формы проявления битумов:</i> а) сорбция глинистым веществом, б) в виде пленок вокруг зёрен кварца, в) битум в порах нескольких генераций, г) окаймление скоплений пирита.</p>

5.1. РАСЧЕТ БАЛАНСА ПРИВНОСА-ВЫНОСА ЭЛЕМЕНТОВ НА ДРЕВНИХ ВНК ГАЗОНЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Расчеты баланса привноса-выноса элементов на древних водо-нефтяных контактах (ВНК) газонефтяных месторождений позволяют реконструировать при помощи петрохимических параметров онтогенезу нефтяных залежей. Битум является индикатором, при помощи которого можно на основании взаимоотношения его с обломочным материалом и цементом, восстановить историю формирования и разрушения залежи УВ и воссоздать эту последовательность. Этапность складывается из соотношения положения древних ВНК к положению современного ВНК. Древние ВНК являются тем инструментом, который позволяет выяснить современное состояние залежи, восстановить первоначальные ее контуры. Зональность строения древних ВНК рассмотрена Р. С. Сахибгареевым (1989).

Стадийность нефтеобразования отражается уровнями стабилизации прогрессивных ВНК, т. е. чередованием зон растворения и цементации. На ВНК выделяются битумсодержащая подзона растворения, безбитумная подзона растворения, располагающаяся ниже битумсодержащей подзоны, но выше зоны цементации (см. схему).

Схема действия ВНК



Петрохимические расчеты суммарно для зоны растворения, состоящей из битумсодержащей и безбитумной подзоны, возможны для древнего ВНК по формулам:

$$I_I = \frac{I_I^1 - I_I^2}{I_I^1}, I_{I-II} = \frac{I_I^2 - I_{II}}{I_I^1} \text{ и } I_{ВНК} = \frac{I_I^1 - I_{II}}{I_I^1}, \quad (6)$$

где I_I — зона растворения, I_I^1 — битумсодержащая подзона растворения, I_I^2 — безбитумная подзона растворения, I_{II} — зона цементации.

На примере Средне-Ботубинского месторождения (Ивановская, 1988) было установлено, что на древних ВНК преобладали процессы растворения, и поэтому зоны растворения достигали 6 м, в пределах этой зоны выделяется безбитумная подзона. Зона цементации не всегда выражается отчетливо. На Таас-Юряхском месторождении отмечаются три достаточно различных древних ВНК. Песчаный пласт некогда был полностью заполнен нефтью и самый древний ВНК располагался на 13 м ниже современного ВНК.

Битумсодержащая подзона растворения в ботубинских песчаниках находит свое выражение в минералогических особенностях. До проникновения нефти породы были преобразованы до стадии эпигенеза. Регенерация зерен кварца довольно слабая (1–2, изредка 3–4%), отмечаются структуры соприкосновения и инкорпорации и пленки битума окружают уже регенерированные зерна. Полевые шпаты часто серицитизированы и пелитизированы, гидрослюдизированы, по трещинам спайности проникает битум. В цементе отмечаются пленки гидрослюды, а на границе корродированных обломочных зерен с цементом отмечаются пленки битума. Здесь же происходит растворение карбонатного и ангидритового цемента с образованием открытых пор (3–4 до 5–7%), на отдельных участках ангидритовый и карбонатный цемент (от 2 до 25%) корродирует обломочные зерна. В этой подзоне на древних ВНК битум присутствует в трех формах: 1) сорбированной, в виде пленок вокруг зерен в цементе (1–2, реже 3–4%), иногда вместе с гидрослюдой в виде пленок по краям открытых пор или вокруг зерен; 2) прилегающих к порам, а также 3) выполнение пор. Пиритизация на древних ВНК слабая, иногда отмечаются скопления зерен пирита в виде гнезд (5–7%) и изредка в виде конкреций диаметром 0,2–1,5 мм, обычно окаймленных пленками коричневого битума.

Безбитумная подзона растворения располагается ниже битумсодержащей подзоны, но выше зоны цементации. В мелко-среднезернистых кварцевых и олигомиктовых кварцевых песчаниках цемент коррозийный ангидритовый и доломитовый (1–2 и 3–5%). Открытые поры выщелачивания составляют 5–7%. Отмечаются на отдельных участках конформные структуры и регенерация отдельных зерен. В межзерновом пространстве в труднодоступных для растворения участках по стилолитам вместе с гидрослюдистыми пленками присутствует коричневый битум.

Зона цементации или уплотнения выражается в уменьшении порового пространства, в регенерации зерен кварца и полевых шпатов, а также крустификационных каемках гидрослюды вокруг зерен, до того регенерированных. Характерны и вторичные структуры — конформные и инкорпорационные с зубчатым характером сочленения зерен, т. е. образуются на отдельных участках сливные структуры.

Согласно выше приведенным формулам были рассчитаны ряды подвижности элементов по степени выноса элементов в зоне растворения при переходе от битумсодержащей в безбитумную подзону и зону цементации на древних ВНК и в общем виде на древнем ВНК из зоны растворения в зону цементации (табл. 5.2, рис. 5.1) для Средне-Ботуобинского и Таас-Юрхского месторождений.

В результате проведенных расчетов установлено, что в зоне растворения происходит привнос Са и Mg и вынос Na, при переходе из безбитумной подзоны растворения в зону цементации наблюдается обратная картина. Рассматривая привнос — вынос вещества на древнем ВНК из зоны растворения в зону цементации отмечаются различия в миграции СаО и MgO, что связано с разницей в количественном отношении ангидритового и доломитового цемента. Колебания содержания кремнезема незначительны, что отражается в весьма слабой регенерации кварца.

В разрезе скв. Верхне-Чонская 96, хамакинский горизонт, видны этапы формирования залежи: снизу вверх среднезернистые песчаники кварцевого состава с кальцитовым цементом сменяются мелкозернистыми песчаниками с битумным цементом и переходят в песчаники мелкозернистые алевроитовые с глинистым цементом базального контактового типа (рис. 5.2).

Таблица 5.2

**Обобщенные значения химического состава пород на древнем ВНК
для Средне-Ботуобинского и Таас-Юряхского месторождений (привнос-вынос элементов)**

Количество образцов Расчетная зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
а) Средне-Ботуобинское месторождение								
Битумсодержащая подзона растворения								
<u>Среднее из 25</u> I _I	<u>89,97</u> -0,02	<u>0,14</u> +0,28	<u>2,47</u> +0,31	<u>0,76</u> +0,63	<u>0,69</u> +0,64	<u>1,5</u> +0,68	<u>0,28</u> -2,64	<u>1,34</u> +0,19
Безбитумная подзона растворения								
<u>Среднее из 10</u> I _{I-II}	<u>91,96</u> +0,02	<u>0,1</u> +0,3	<u>1,69</u> +0,26	<u>0,28</u> -2,75	<u>0,25</u> -1,64	<u>0,48</u> -4,89	<u>1,02</u> +0,53	<u>1,08</u> +0,39
Зона растворения								
<u>Среднее из 35</u> I _{ВНК}	<u>90,64</u> +0,003	<u>0,13</u> +0,06	<u>2,25</u> +0,44	<u>0,62</u> -0,67	<u>0,56</u> -0,18	<u>1,21</u> -1,34	<u>0,49</u> +0,2	<u>1,29</u> +0,48
Зона цементация								
<u>Среднее из 5</u> I _{II}	90,24	0,07	1,25	1,05	0,66	2,83	0,48	0,66
б) Таас-Юряхское месторождение								
Битумсодержащая подзона растворения								
<u>Среднее из 15</u> I _I	<u>83,25</u> -0,03	<u>0,19</u> +0,53	<u>2,29</u> +0,21	<u>0,68</u> +0,54	<u>1,38</u> +0,74	<u>3,15</u> +0,91	<u>1,06</u> -1,3	<u>1,2</u> +0,37
Безбитумная подзона растворения								
<u>Среднее из 5</u> I _{I-II}	<u>85,47</u> +0,01	<u>0,09</u> -4,89	<u>1,8</u> -1,85	<u>0,31</u> -1,32	<u>0,36</u> -0,17	<u>0,29</u> -2,45	<u>2,44</u> +0,1	<u>0,76</u> -3,64

	Зона растворения							
<u>Среднее из 20</u> $I_{ВНК}$	$\frac{83,8}{-0,008}$	$\frac{0,16}{-2,31}$	$\frac{2,16}{-1,37}$	$\frac{0,59}{-0,22}$	$\frac{1,12}{+0,62}$	$\frac{2,43}{+0,59}$	$\frac{1,4}{+1}$	$\frac{1,09}{-0,1}$
	Зона цементация							
<u>Среднее из 1</u> I_{II}	84,54	0,53	5,13	0,72	0,42	1	0	3,53
в) Средне-Ботубинское и Таас-Юряхское месторождения								
	Безбитумсодержащая подзона растворения							
<u>Среднее из 40</u> I_I	$\frac{87,45}{-0,03}$	$\frac{0,16}{+0,37}$	$\frac{2,4}{+0,28}$	$\frac{0,73}{+0,6}$	$\frac{0,94}{+0,7}$	$\frac{2,12}{+0,8}$	$\frac{0,57}{-1,61}$	$\frac{1,29}{+0,25}$
	Безбитумная подзона растворения							
<u>Среднее из 15</u> I_{I-II}	$\frac{89,8}{0}$	$\frac{0,1}{-0,4}$	$\frac{1,73}{-0,1}$	$\frac{0,29}{-2,41}$	$\frac{0,28}{-1,21}$	$\frac{0,42}{-5,02}$	$\frac{1,49}{+0,73}$	$\frac{0,97}{-0,17}$
<u>Среднее из 55</u> $I_{ВНК}$	$\frac{88,09}{-0,01}$	$\frac{0,14}{0}$	$\frac{2,22}{+0,14}$	$\frac{0,61}{-0,62}$	$\frac{0,76}{+0,18}$	$\frac{1,65}{-0,53}$	$\frac{0,82}{+0,51}$	$\frac{1,2}{+0,05}$
	Зона цементация							
<u>Среднее из 1</u> I_{II}	89,29	0,14	1,9	0,99	0,62	2,53	0,4	1,14

Примечание. I_I — зона растворения,
 I_{II} — зон цементации.

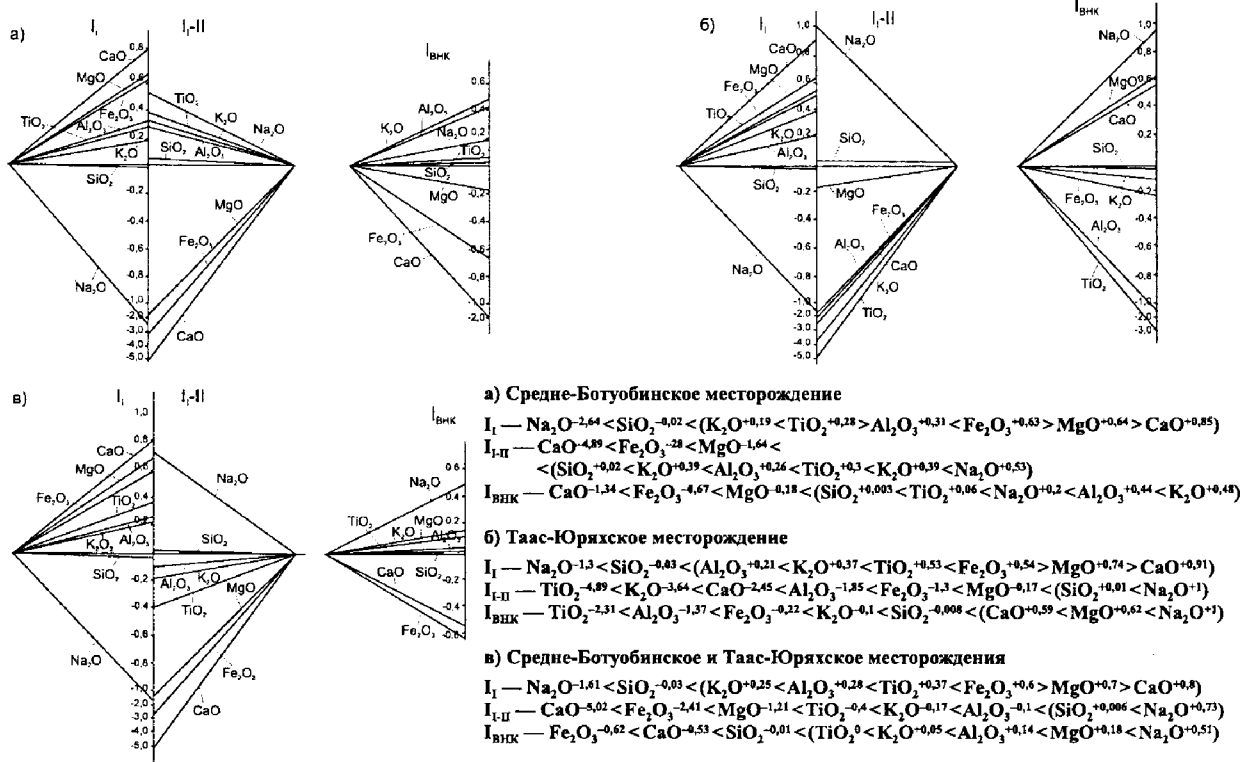


Рис. 5.1. Ряды подвижности элементов по степени выноса в зоне растворения (I_1) из зоны растворения в зону цементации (I_{I-II}) и в зоне действия древнего ВНК ($I_{ВНК}$)

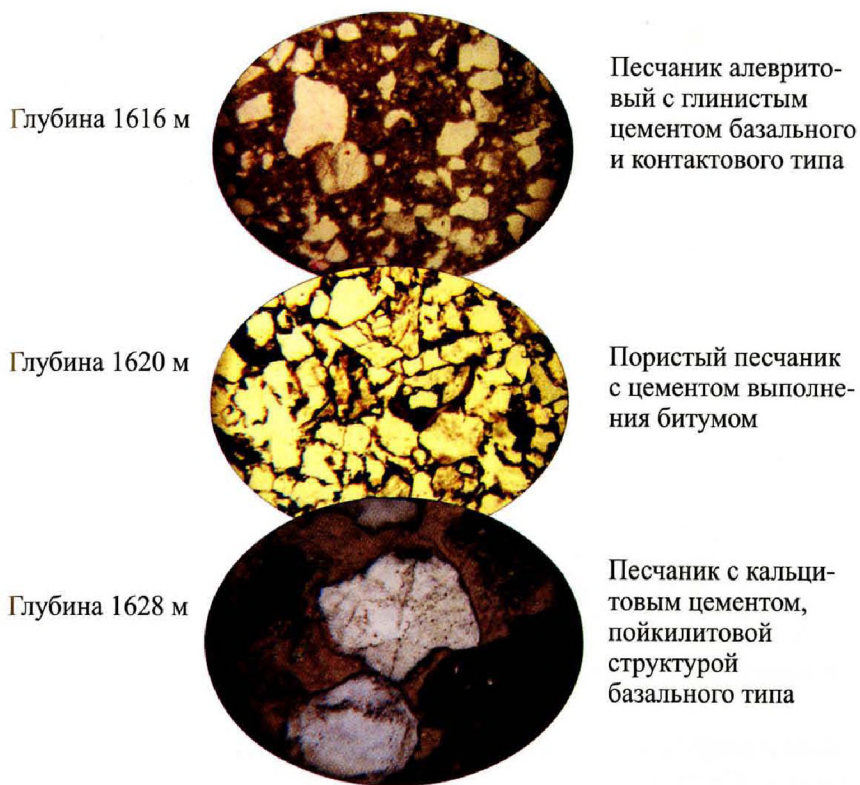


Рис. 5.2. Часть разреза продуктивного хамакинского горизонта Верхне-Чонского месторождения, скв. В.-Чонская 96

6

ОЦЕНКА ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД ПО МЕТОДУ «БОЛЬШИХ ШЛИФОВ ВНИГРИ»

Этот метод был разработан во ВНИГРИ в 1957 г. в связи с постановкой проблемы по изучению трещиноватости горных пород и сложных (трещинных) коллекторов. Метод больших шлифов позволяет получить более полную информацию по следующим вопросам:

1) о вещественном составе пород, их структурно-текстурных особенностях;

2) о литолого-фациальных условиях образования осадков, их вторичных диагенетических и катагенетических изменениях, оказавших влияние на формирование коллекторских свойств пород;

3) определить структуру пустотного пространства, к которому относятся поры, каверны, трещины; последовательность их образования, выделить генерации пор, каверн и трещин (эффективных, неэффективных);

4) установить последовательность образования вторичных пост-седиментационных преобразований;

5) определить параметры трещиноватости: плотность трещин, трещинную пористость, трещинную проницаемость;

6) выделить типы коллекторов с использованием данных физики пласта (открытой пористости, газопроницаемости) и полученных данных о пористости и трещиноватости по шлифам;

7) составить модель простого порового и сложного трещинного типа коллектора.

Для получения параметров трещиноватости, рассчитываемых по соответствующим формулам, замеряется площадь шлифа, длина следов трещин, выходящих на поверхность шлифа, и их ширина (раскрытие).

Площадь шлифа (S) определяется измерительной линейкой или палеткой. Ширина трещин (b) — с помощью линейного окуляр-микрометра при любом объективе несколькими измерениями в различных ее частях. За расчетную величину расстояния между стенками трещин (ширину) принимается наиболее часто встречаемое значение. Длина следов трещин может быть измерена линейным окуляр-микрометром или окуляром с крестом нитей.

По данным замеров в шлифах ширины (b) трещин в микронах, их суммарной длины (l) в мм и площади (S) в мм² производится подсчет параметров трещиноватости по формулам, разработанным во ВНИГРИ гидродинамиком Е. С. Роммом экспериментальным путем на опытах в открытых щелях, имитирующих трещины разной раскрытости и ориентировки:

$$T_o = \frac{1570 \times l}{S},$$

$$K_T = A \frac{b^3 \times l}{S},$$

$$m_T = \frac{b \times l}{S},$$

где T_o — объемная плотность трещин, 1/м; K_T — трещинная проницаемость, мД; m_T — трещинная пористость, %.

В зависимости от геометрии систем трещин в формулу проницаемости вводятся соответствующие коэффициенты (A):

— при одной системе горизонтальных по отношению к слоистости трещин $A = 3,42 \times 10^6$;

— при двух взаимно перпендикулярных системах вертикальных трещин $A = 1,71 \times 10^6$;

— для трех взаимно перпендикулярных систем трещин $A = 2,28 \times 10^6$;

— в случае хаотического расположения трещин $A = 1,71 \times 10^6$.

В лаборатории обычно пользуются коэффициентом

$$A = 2,28 \times 10^6 = 0,0228.$$

Расчитанные величины трещинной проницаемости, пористости и объемной плотности трещин характеризуют трещиноватость пород данного разреза, участка разреза или определенной литологической разности. Для более точной ее характеристики необходим достаточный статистический материал.

При сравнительном анализе трещиноватости пользуются средними значениями параметров, вычисленных как среднеарифметические величины из определений в каждом шлифе (включая нулевые значения), либо как средневзвешенные, определенные по соответствующим формулам. Желательно замеры проводить в шлифах увеличенного размера, методика изготовления которых также была разработана во ВНИГРИ. Большие шлифы также более информативны при изучении литолого-петрографических особенностей породы и замеров в них пор различного генезиса, т. е. определения прямым методом открытой или залеченной пористости породы ($m_{ШО}$, или $m_{ШБ}$, или $m_{ШМ}$), что является очень важным при характеристике коллекторских свойств породы.

Как известно, коллекторы — это породы, содержащие флюид и его отдающие. Основными свойствами пород-коллекторов являются пористость (емкость) и проницаемость (фильтрация). По своему происхождению (условно) поры разделяются на первичные и вторичные. Образование первичных пор связано с условиями осадконакопления, вторичные поры образуются в постседиментационный период — в стадию диагенеза (в процессе литификации осадка) и в эпигенезе (катагенезе) в породе. Среди пор, каверн и трещин выделяются эффективные, принимающие участие в полезной емкости пород и фильтрации УВ, и неэффективные, выполненные минеральным веществом или твердым битумом.

Как показывают результаты исследования, емкость трещин (или трещинная пористость) крайне низкая и составляет не более 0,5%. Поэтому основная роль трещин — это создание путей фильтрации флюидов, и в частности УВ. Косвенно трещины могут принимать участие в создании вторичных пор выщелачивания по пути своего следования, емкость которых обычно составляет 1,5–3%, в сильно трещиноватых породах достигая 5–6%. Ширина или раскрытие

эффективных трещин, принимающих участие в фильтрации УВ, обычно колеблется от 5 до 30 микрон.

Фактический материал по ряду исследованных месторождений показывает, что среди коллекторов можно выделить простой тип (поровый или чисто трещинный, последний встречается крайне редко), где фильтрация осуществляется лишь в одной среде — либо только по порам, либо только по трещинам; и сложный или смешанный (в литературе его упрощенно часто называют трещинный) тип коллектора, где фильтрация внутри пласта осуществляется в двух средах — и по порам (межпоровым каналам), и по трещинам.

В простом поровом типе коллектора полезной емкостью служат первичные и вторичные поры, фильтрация УВ происходит по сообщающимся порам. В простом чисто трещинном типе коллектора фильтрация происходит только по трещинам, а емкостью служат в основном пустоты выщелачивания, развитые вдоль открытых трещин, или сами трещины.

В сложном (трещинном) типе коллектора полезная емкость представлена первичными и вторичными порами, фильтрация УВ происходит в двух средах — поровой и трещинной. В зависимости от того, какая фильтрация преобладает в сложном типе коллектора, выделяют порово-трещинный и трещинно-поровый тип коллектора. В порово-трещинном типе коллектора преобладает фильтрация УВ по трещинам, в трещинно-поровом преобладает фильтрация УВ по сообщающимся порам.

Для определения типа коллектора необходимо иметь следующие параметры: m_0 — открытую пористость, определенную по данным лаборатории физики пласта, %; $m_{Ш(0)}$ — открытую пористость, определенную по шлифам, %; K — поровую проницаемость матрицы (газопроницаемость) по данным лаборатории физики пласта, мД; K_T — трещинную проницаемость, определенную по шлифам, мД; m_T — трещинную пористость, определенную по шлифам, %; T — плотность трещин, 1/м.

Пористость по шлифам определяется путем отнесения суммарной площади пор к площади шлифа.

Помимо открытых трещин, в разрезе могут наблюдаться трещины, заполненные различными минеральными веществами, а также

битумом, и стилолитоподобные трещины. Их плотность рассчитывается по той же формуле, что для открытых трещин. Так, плотность (густота) минеральных трещин, выполненных различными заполнителями (кальцит, доломит, хлорит и др.) равна:

$$T_M = \frac{1570 \times l}{S} \text{ (1/м).}$$

Плотность трещин, заполненных твердым битумом:

$$T_B = \frac{1570 \times l}{S} \text{ (1/м).}$$

Часто встречающиеся особенно в карбонатных породах стилолитоподобные трещины вычисляются:

$$T_{CT} = \frac{1570 \times l}{S} \text{ (1/м).}$$

Ниже приводятся вспомогательные таблицы для расчетов трещинной проницаемости (табл. 6.1) (раскрытия трещин в микронах, умноженные на коэффициент $A=0,0228$, а также плотности трещин (табл. 6.2, 6.3, 6.4, 6.5)).

Таблица 6.1

Вспомогательная таблица для расчетов трещинной проницаемости ($b^3 \times 0,0228$)

Раскрытие трещин в микронах		$b^3 \times 0,0228$
5	$b^3=125$	2,8
10	$b^3=1000$	22,8
12	$b^3=1728$	39,4
15	$b^3=3375$	77,0
18	$b^3=5832$	133,0
20	$b^3=8000$	182,4
22	$b^3=10648$	242,8
25	$b^3=15625$	356,2
28	$b^3=21952$	500,5
30	$b^3=27000$	615,6

Таблица 6.2

**Вспомогательная таблица для определения
плотности трещин ($l \times 1570$)**

5 мм × 1570 = 7850	35 мм × 1570 = 54950
7 мм × 1570 = 10990	36 мм × 1570 = 56520
8 мм × 1570 = 12560	37 мм × 1570 = 58090
10 мм × 1570 = 15700	38 мм × 1570 = 59660
12 мм × 1570 = 18840	40 мм × 1570 = 62800
13 мм × 1570 = 20410	45 мм × 1570 = 70650
14 мм × 1570 = 21980	47 мм × 1570 = 73790
15 мм × 1570 = 23550	48 мм × 1570 = 75360
16 мм × 1570 = 25120	50 мм × 1570 = 78500
18 мм × 1570 = 28260	52 мм × 1570 = 81640
20 мм × 1570 = 31400	55 мм × 1570 = 86350
21 мм × 1570 = 32700	59 мм × 1570 = 92630
22 мм × 1570 = 34540	60 мм × 1570 = 94200
23 мм × 1570 = 36110	65 мм × 1570 = 102050
25 мм × 1570 = 39250	70 мм × 1570 = 109900
27 мм × 1570 = 42390	80 мм × 1570 = 125600
28 мм × 1570 = 43960	85 мм × 1570 = 133450
29 мм × 1570 = 45530	90 мм × 1570 = 141300
30 мм × 1570 = 47100	95 мм × 1570 = 149150
31 мм × 1570 = 48670	100 мм × 1570 = 157000

Таблица 6.3

**Вспомогательная таблица для вычисления трещиновой
проницаемости (раскрытие трещин $b=15$ микрон)
 $b^3=15$ микрон × l мм**

77 × 5 мм = 385	77 × 20 мм = 1540	77 × 28 мм = 2156
77 × 10 мм = 770	77 × 21 мм = 1617	77 × 30 мм = 2310
77 × 12 мм = 924	77 × 22 мм = 1694	77 × 32 мм = 2464
77 × 13 мм = 1001	77 × 23 мм = 1771	77 × 33 мм = 2541
77 × 15 мм = 1155	77 × 24 мм = 1848	77 × 34 мм = 2618
77 × 16 мм = 1232	77 × 25 мм = 1925	77 × 35 мм = 2695
77 × 18 мм = 1386	77 × 26 мм = 2002	77 × 36 мм = 2772
77 × 19 мм = 1463	77 × 27 мм = 2079	77 × 37 мм = 2849

Таблица 6.3 (окончание)

77×38 мм=2926	77×53 мм=4081	77×76 мм=5852
77×40 мм=3080	77×55 мм=4235	77×78 мм=6006
77×41 мм=3157	77×56 мм=4312	77×80 мм=6160
77×42 мм=3234	77×58 мм=4466	77×82 мм=6314
77×44 мм=3388	77×59 мм=4543	77×83 мм=6391
77×45 мм=3465	77×60 мм=4620	77×85 мм=6545
77×46 мм=3542	77×62 мм=4774	77×88 мм=6776
77×47 мм=3619	77×65 мм=5005	77×90 мм=6930
77×48 мм=3696	77×68 мм=5236	77×92 мм=7084
77×50 мм=3850	77×70 мм=5390	77×95 мм=7315
77×52 мм=4004	77×72 мм=5544	77×100 мм=7700
	77×74 мм=5698	

Таблица 6.4

Вспомогательная таблица для вычисления трещинной
проницаемости (раскрытие трещин 18 микрон)

$$b^3 \times l \text{ мм}$$

133×5 мм=665	133×30 мм=3990	133×62 мм=8246
133×7 мм=931	133×32 мм=4256	133×64 мм=8512
133×10 мм=1330	133×35 мм=4655	133×65 мм=8645
133×11 мм=1463	133×36 мм=4788	133×66 мм=8778
133×12 мм=1596	133×38 мм=5054	133×68 мм=9044
133×13 мм=1729	133×39 мм=5187	133×70 мм=9310
133×15 мм=1995	133×40 мм=5320	133×72 мм=9576
133×16 мм=2128	133×42 мм=5586	133×73 мм=9709
133×18 мм=2394	133×43 мм=5852	133×75 мм=9975
133×20 мм=2660	133×44 мм=5852	133×80 мм=10640
133×21 мм=2793	133×45 мм=5985	133×85 мм=11305
133×22 мм=2926	133×46 мм=6118	133×90 мм=11970
133×23 мм=3059	133×48 мм=6384	133×95 мм=12635
133×24 мм=3192	133×50 мм=6650	133×100 мм=13300
133×25 мм=3325	133×52 мм=6916	133×105 мм=13965
133×26 мм=3458	133×54 мм=7182	133×110 мм=14630
133×27 мм=3591	133×55 мм=7315	133×115 мм=15295
133×28 мм=3724	133×56 мм=7448	133×120 мм=15960
133×29 мм=3857	133×60 мм=7980	

Таблица 6.5

Вспомогательная таблица для вычисления трещинной
проницаемости (раскрытие трещин 20 микрон)
 b^3 микрон \times l мм

182 \times 5 мм = 910	182 \times 33 мм = 6006
182 \times 7 мм = 1276	182 \times 35 мм = 6370
182 \times 10 мм = 1820	182 \times 36 мм = 6552
182 \times 11 мм = 2002	182 \times 38 мм = 6916
182 \times 12 мм = 2184	182 \times 39 мм = 7098
182 \times 13 мм = 2366	182 \times 40 мм = 7280
182 \times 14 мм = 2548	182 \times 42 мм = 7644
182 \times 15 мм = 2730	182 \times 45 мм = 8190
182 \times 16 мм = 2912	182 \times 48 мм = 8736
182 \times 18 мм = 3276	182 \times 50 мм = 9100
182 \times 19 мм = 3458	182 \times 52 мм = 9464
182 \times 20 мм = 3640	182 \times 55 мм = 10010
182 \times 22 мм = 4004	182 \times 60 мм = 10920
182 \times 23 мм = 4186	182 \times 65 мм = 11830
182 \times 24 мм = 4368	182 \times 70 мм = 12740
182 \times 25 мм = 4550	182 \times 75 мм = 13650
182 \times 27 мм = 4914	182 \times 88 мм = 14560
182 \times 28 мм = 5094	182 \times 85 мм = 15470
182 \times 29 мм = 5278	182 \times 90 мм = 16380
182 \times 30 мм = 5460	182 \times 95 мм = 17290
182 \times 32 мм = 5824	182 \times 100 мм = 18200

Ширина или раскрытие трещин — это расстояние между стенками трещин. Объемная трещиноватость или объемная плотность (густота) трещин характеризует развитие трещин в единице объема породы. Она может быть представлена как отношение площади всех трещин к объему породы, который они рассекают: $\text{м}^2/\text{м}^3$ или $\text{мм}^2/\text{мм}^3$.

Эта размерность может быть упрощена и представлена как отношение длины всех трещин к площади: $\text{м}/\text{мм}^2$, $\text{см}/\text{см}^2$, $\text{мм}/\text{мм}^2$. Можно провести дальнейшее упрощение этой размерности, представив ее как отношение количества трещин к единице длины вектора, направленного перпендикулярно к поверхности трещины — $1/\text{м}$.

После подсчета параметров пористости (полезной емкости) и трещинной проницаемости, полученной по большим шлифам с учетом открытой пористости и газопроницаемости, определенной в лаборатории физики пласта, нами были выделены типы коллекторов: а) простой — поровый и б) сложный (гетерогенный) — трещинный.

На рис. 6.1. приведена модель сложного трещинного типа коллектора. Модель коллектора сложного типа состоит из блоков и межблоковой среды. Блоки представлены матрицей, межблоковая среда — трещинами.

Наблюдаемые в шлифах трещины могут быть подразделены на протяженные и короткие. Протяженные трещины проходят через весь шлиф, располагаются параллельно, перпендикулярно, под углом к напластованию или хаотически. Короткие трещины соединяют отдельные участки породы, в которых развиты первичные и вторичные поры. Первичные поры располагаются между породообразующими

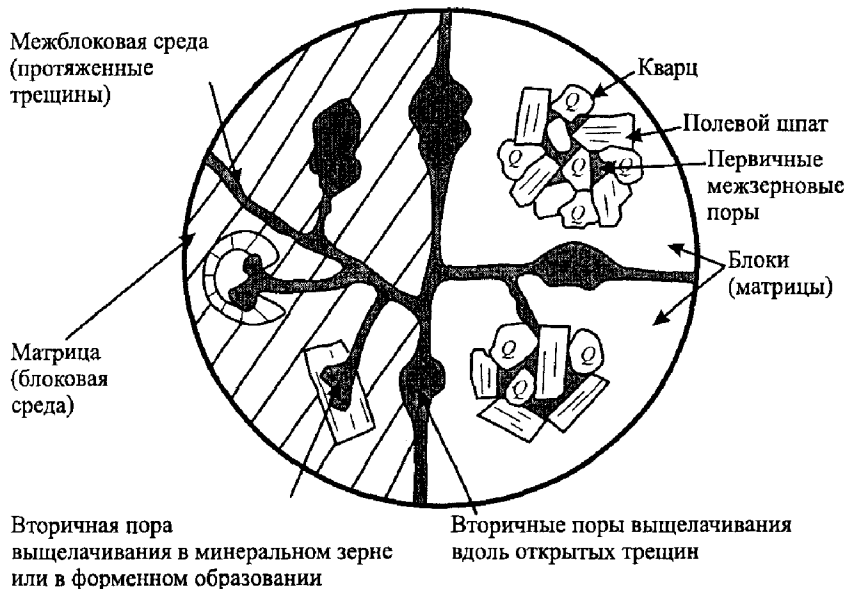


Рис. 6.1. Литогенетическая модель сложного типа коллектора

зернами, а в карбонатных породах — и между или внутри органических остатков (в том числе, водорослей). Вторичные поры (выщелачивания, доломитизации, перекристаллизации) отмечаются внутри породообразующих компонентов в матрице или вдоль открытых трещин, образуя пустоты (расширения).

Такая же модель характерна и для макрообъемов. Углеводороды из нефтегенерирующих толщ поступают по межпоровым каналам и трещинам в породу-коллектор, заполняют поры разной генерации и трещины. При разработке залежей углеводороды из первичных и вторичных пор мигрируют в короткие, затем в протяженные трещины и далее следуют к забою скважины. Трещины в сложном типе коллектора выполняют главным образом роль основных (или вспомогательных) путей фильтрации УВ из коллектора в скважину.

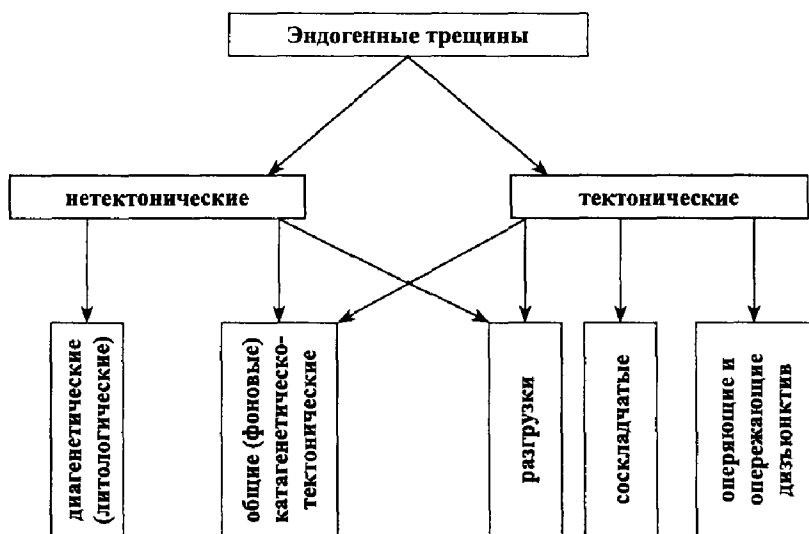
7

РОЛЬ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПРИ ОЦЕНКЕ КОЛЛЕКТОРОВ И ЭКСПРЕСС-МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТРЕЩИННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ И ПОРИСТОСТИ

В связи с тем, что трещины в карбонатных (и не только) коллекторах могут иметь решающее значение для проницаемости (а иногда и пористости) коллектора, остановимся на этой проблеме несколько подробней.

Во ВНИГРИ на основании многолетних полевых наблюдений в различных хорошо обнаженных регионах, была разработана специальная генетическая классификация трещин, нацеленная на поиски коллекторов нефти и газа, связанных с трещиноватостью. Рассмотрим эту классификацию (табл. 7.1).

Таблица 7.1



Как известно, все многообразие трещин, развитых в земной коре, можно условно разделить на две крупные категории: экзогенных и эндогенных. Экзогенные трещины, вызванные внешними по отношению к Земле силами, развиты преимущественно в самых верхних слоях литосферы и при поисках коллекторов не играют существенной роли.

Эндогенные трещины включают в себя самые разнообразные по происхождению трещины, наблюдаемые в горных породах. Образование их обусловлено как тектоническими процессами, так и литологическими факторами, в той или иной степени связанными с тектоникой. Рассмотрим выделенные группы трещин.

Диагенетические трещины образуются в литифицирующемся осадке за счет уплотнения, дегидратации и различных постседиментационных преобразований (перекристаллизации, доломитизации и др.). В подавляющем большинстве они заполнены органическим или минеральным веществом, близким по химическому составу вмещающему осадку. Эти трещины в силу своей залеченности при изучении трещинных коллекторов практического значения не имеют.

Общие трещины (фоновые) имеют катагенетическо-тектоническое происхождение. Они образуются в уже литифицированной породе на стадии раннего катагенеза или позднего диагенеза в основном как трещины отрыва (в пластичных породах — скола) в результате растяжения, вызванного изменением объема пласта под влиянием нагрузки вышележащих толщ. Это наиболее многочисленная категория трещин, пользующаяся повсеместным развитием и являющееся своеобразным фоном, на который накладываются трещины более поздних генераций. Положение трещин внутри слоя жестко детерминировано. Обычно они перпендикулярны, в пластичных породах — наклонны к слоистости и группируются в системы, на ориентировку которых определяющее влияние оказывают тектонические и общепланетарные процессы. Высота их ограничена пределами слоя, плотность же является функцией мощности слоя и его литологии. Роль этих трещин в тектонической жизни земной коры весьма существенна, ибо при колебательных процессах благодаря изменению их раскрытости может происходить сжатие и расширение пород без существенных плика-

тивных и дизъюнктивных деформаций. Общие трещины в значительной мере определяют ориентировку собственно тектонических трещин и более крупных дизъюнктивов.

Трещины разгрузки — образуются в результате изменения геостатического давления, вызванного воздыманием пород. Порода, находящаяся на глубине в состоянии всестороннего сжатия, при частичной разгрузке может растрескаться по направлениям, обусловленным анизотропией ее физических свойств. Такие трещины нередко наблюдаются при подъеме керна, когда крепкая и монолитная при бурении порода на поверхности распадается либо на обломки неправильной формы, либо расслаивается по напластованию. К этой категории относятся трещины, параллельные слоистости (в случае наличия ориентированной текстуры породы), а также хаотические прерывистые короткие трещины, преимущественно открытые, за исключением районов с активной неотектоникой, где они могут быть и залеченными в результате интенсивных гидрохимических процессов.

Соскладчатые трещины — сопровождают пликативные деформации. Они пользуются преимущественным развитием на участках структуры, находящихся в повышенно напряженном состоянии (участки перегибов слоев — крутые своды, периклинали, крылья). Их интенсивность определяется величиной и характером деформации и механическими свойствами деформируемых пород. Ориентировка обусловлена направлением действующих сил, а протяженность не ограничена пределами одного слоя. Достаточно часто такие трещины развиваются по одной из систем общих трещин, если ориентировки последних совпадают или близки с направлениями тектонических напряжений.

Оперяющие или опережающие дизъюнктив трещины — имеют локальное развитие и линейно вытянутый ареал распространения. Их ориентировка жестко связана с направлением тектонических напряжений их порождающих, а интенсивность обусловлена механизмом и продолжительностью формирования разрыва, физическими свойствами вмещающих пород, а также морфологией самого смещения. Для таких трещин характерна прерывистость, кулисообразность.

Руководствоваться предложенной классификацией трещин целесообразно, в частности, при выявлении участков, где помимо повсе-

местно развитых общих трещин (фон), можно ожидать появление собственно тектонических трещин, а также трещин разгрузки. Так как общие повсеместно развитые трещины ограничены пределами одного слоя, участие их в фильтрационной системе обуславливают собственно тектонические секущие слои трещины, образующиеся в результате пликативных или дизъюнктивных дислокаций.

Все вышеперечисленные положения необходимо учитывать при прогнозе и поисках коллекторов сложного типа и в частности, в карбонатных коллекторах.

Роль трещиноватости в фильтрации флюидов особенно возрастает, как уже отмечалось в предыдущей главе, в плотных низкопоровых разностях с малой межзерновой проницаемостью. Такие породы могут образовывать трещинно-поровый, порово-трещинный, а в отдельных случаях и чисто трещинный тип коллектора (по классификации ВНИГРИ), где фильтрация флюидов осуществляется преимущественно по трещинам.

Определение величины трещинной проницаемости связано с трудностями и наиболее надежно осуществляется промышленными методами. В предыдущей главе 6 показано, как с помощью больших шлифов, используя формулы, разработанные Е. С. Роммом, а также приведенные вспомогательные таблицы можно рассчитать величину плотности трещин (T_D), трещинную проницаемость (K_T) и пористость (m_T).

Нами была проведена попытка дать экспертную оценку трещиноватости даже без шлифов, а основываясь только на выявленных ранее закономерностях развития трещиноватости. Для этого известные формулы Е. С. Ромма, разработанные для метода больших шлифов,

$$K_T = A \times b^3 \times l/S \text{ и } T = B \times l/S$$

были несколько преобразованы, в результате чего получены формулы 1 и 2:

$$K_T = A \frac{b^3 T}{B}, \text{ мД} \quad (1)$$

$$m_T = 0,1 \times \frac{b \times l}{S}, \%$$

или, после преобразования,

$$m_T = 0,1 \times b \times T, \quad \% \quad (2)$$

где K_T — трещинная проницаемость, мД; T — плотность трещин, 1/м; A, B — соответствующие коэффициенты; b — раскрытие трещин, мкм; l — протяженность трещин, мм; S — площадь шлифа, мм²; коэффициент B , отражающий размерность входящих в формулу величин, равен 1570;

Коэффициент A меняется в зависимости от ориентировки трещин:

$A = 0,0171$ — для хаотических трещин и при двух системах взаимно перпендикулярных трещин;

$A = 0,0228$ — при трех системах взаимно перпендикулярных трещин;

$A = 0,0342$ — для горизонтальных трещин.

Как видно из этой формулы, трещинная проницаемость, в основном, определяется раскрытостью трещин (эта величина входит в формулу в третьей степени), в меньшей мере — плотностью трещин и их ориентировкой.

Руководствуясь формулой (1), нами была составлена расчетная таблица (табл. 7.2) и график (рис. 7.1) определения величины трещинной проницаемости для различных значений раскрытия трещин и их плотности (густоты).

Раскрытие трещин на глубине свыше 2 км обычно не превышает 25 мкм, чаще всего колеблясь в пределах 10–15 мкм. При составлении таблиц интервал раскрытости трещин был взят с запасом от 5 до 50 мкм. При расчете густоты трещин мы ограничились интервалом от 10 до 150 1/м, хотя теоретически он может колебаться в более широких пределах, т.к. зависит от тектонической напряженности региона, литологии и слоистости разреза.

Здесь следует подчеркнуть, что в платформенных условиях мы имеем дело, в основном, с фоновой трещиноватостью, на которую лишь в отдельных тектонически напряженных участках налагается собственно тектоническая трещиноватость, связанная с пликативными или дизъюнктивными дислокациями. В тектонически

Таблица 7.2

**Расчетная таблица определения
трещинной проницаемости при различной раскрытости,
плотности и ориентировке трещин**

Раскрытие трещин, мкм	Плотность трещин	Трещинная проницаемость, мД		
		Трещины хаотические, две системы взаимно-перпендикулярных трещин ($A = 0,0171$)	Три системы взаимно-перпендикулярных трещин ($A = 0,0228$)	Трещины горизонтальные ($A = 0,0342$)
1	2	3	4	5
5	10	0,0136	0,018	0,027
	20	0,027	0,036	0,054
	30	0,041	0,055	0,082
	40	0,054	0,073	0,109
	50	0,078	0,091	0,136
	60	0,081	0,109	0,163
	70	0,095	0,127	0,190
	80	0,109	0,146	0,218
	90	0,122	0,164	0,245
	100	0,136	0,182	0,272
	110	0,150	0,200	0,300
	120	0,163	0,217	0,326
	130	0,177	0,245	0,354
	140	0,190	0,253	0,381
	150	0,204	0,272	0,408
10	10	0,109	0,145	0,218
	20	0,218	0,290	0,436
	30	0,327	0,436	0,653
	40	0,436	0,581	0,871
	50	0,545	0,726	1,089
	60	0,654	0,871	1,307
	70	0,762	1,017	1,525
	80	0,871	1,162	1,743
	90	0,980	1,307	1,960

Таблица 7.2 (продолжение)

1	2	3	4	5
	100	1,089	1,452	2,178
	110	1,198	1,598	2,396
	120	1,307	1,742	2,614
	130	1,416	1,888	2,831
	140	1,525	2,033	3,049
	150	1,634	2,178	3,267
15	10	0,368	0,490	0,735
	20	0,735	0,980	1,470
	30	1,103	1,470	2,206
	50	1,838	2,451	3,676
	70	2,573	3,431	5,146
	80	2,941	3,921	5,882
	90	3,308	4,411	6,617
	100	3,676	4,901	7,352
	110	4,044	5,391	8,087
	120	4,411	5,882	8,822
	130	4,779	6,372	9,558
	140	5,146	6,862	10,293
	150	5,514	7,352	11,028
20	10	0,871	1,162	1,743
	20	1,743	2,324	3,485
	30	2,614	3,485	5,228
	40	3,485	4,647	6,971
	50	4,357	5,809	8,713
	60	5,228	6,971	10,456
	70	6,099	8,133	12,199
	80	6,971	9,294	13,941
	90	7,842	10,456	15,684
	100	8,713	11,618	17,427
	110	9,585	12,780	19,169
	120	10,456	13,944	20,912

Таблица 7.2 (продолжение)

1	2	3	4	5
	130	11,327	15,106	22,655
	140	12,198	16,269	24,398
	150	13,070	17,430	26,141
25	10	1,702	2,269	3,404
	20	3,404	4,538	6,807
	30	5,105	6,807	10,211
	40	6,807	9,076	13,615
	50	8,509	11,346	17,018
	60	10,211	13,615	20,422
	70	11,913	15,844	23,826
	80	13,614	18,153	27,229
	90	15,316	20,422	30,633
	100	17,018	22,691	34,037
	110	18,720	24,960	37,440
	120	20,422	27,228	40,844
	130	22,123	29,497	44,248
	140	23,825	31,766	47,652
	150	25,527	34,035	51,056
30	10	2,941	3,921	5,882
	20	5,882	7,842	11,762
	30	8,822	11,763	17,644
	40	11,763	15,684	23,526
	50	14,645	19,605	29,408
	60	17,645	23,526	35,289
	70	20,585	27,447	41,171
	80	23,526	31,368	47,052
	90	26,467	35,289	52,934
	100	29,408	39,210	58,815
	110	32,348	43,131	64,697
	120	35,290	47,052	70,578
	130	38,230	50,973	76,460

Таблица 7.2 (продолжение)

1	2	3	4	5
	140	41,171	54,894	82,341
	150	44,112	58,815	88,223
35	10	4,670	6,226	9,340
	20	9,340	12,453	18,679
	30	14,009	18,679	28,019
	40	18,679	24,906	37,359
	50	23,349	31,132	46,698
	60	28,019	37,358	56,038
	70	32,690	43,585	65,378
	80	37,358	49,811	74,717
	90	42,028	56,038	84,057
	100	46,700	62,264	93,397
	110	51,368	68,491	102,736
	120	56,038	74,717	112,075
	130	60,707	80,943	121,415
	140	65,377	87,170	130,754
	150	70,047	93,396	140,094
40	10	6,970	9,294	13,941
	20	13,941	18,588	27,883
	30	20,912	27,883	41,824
	40	27,883	37,177	55,766
	50	34,854	46,471	69,707
	60	41,824	55,766	83,648
	70	48,795	65,060	97,590
	80	55,766	74,354	111,530
	90	62,736	83,648	125,473
	100	69,707	92,943	139,414
	110	76,678	102,237	153,355
	120	83,648	111,530	167,297
	130	90,619	120,825	181,238
	140	97,590	130,119	195,180

Таблица 7.2 (окончание)

1	2	3	4	5
	150	104,561	139,413	209,121
45	10	9,925	13,233	19,850
	20	19,850	26,467	39,700
	30	29,775	39,700	59,551
	40	39,700	52,934	79,401
	50	49,626	66,176	99,251
	60	59,551	79,401	119,101
	70	69,476	92,634	138,951
	80	79,401	105,868	158,802
	90	89,326	119,101	178,652
	100	99,251	132,334	198,502
	110	109,176	145,568	218,352
	120	119,101	158,681	238,202
	130	129,025	171,904	258,053
	140	138,951	185,128	277,903
	150	148,875	198,351	297,753
50	10	13,615	18,153	27,229
	20	27,229	36,306	54,459
	30	40,844	54,459	81,688
	40	54,459	72,611	108,917
	50	68,073	90,764	136,147
	60	81,688	108,917	163,376
	70	95,303	127,070	190,605
	80	108,917	145,223	217,834
	90	122,532	163,376	245,064
	100	136,147	181,529	272,293
	110	149,761	199,682	299,522
	120	163,375	217,835	326,752
	130	176,990	235,988	353,981
	140	190,604	254,141	381,210
	150	204,219	272,294	408,440

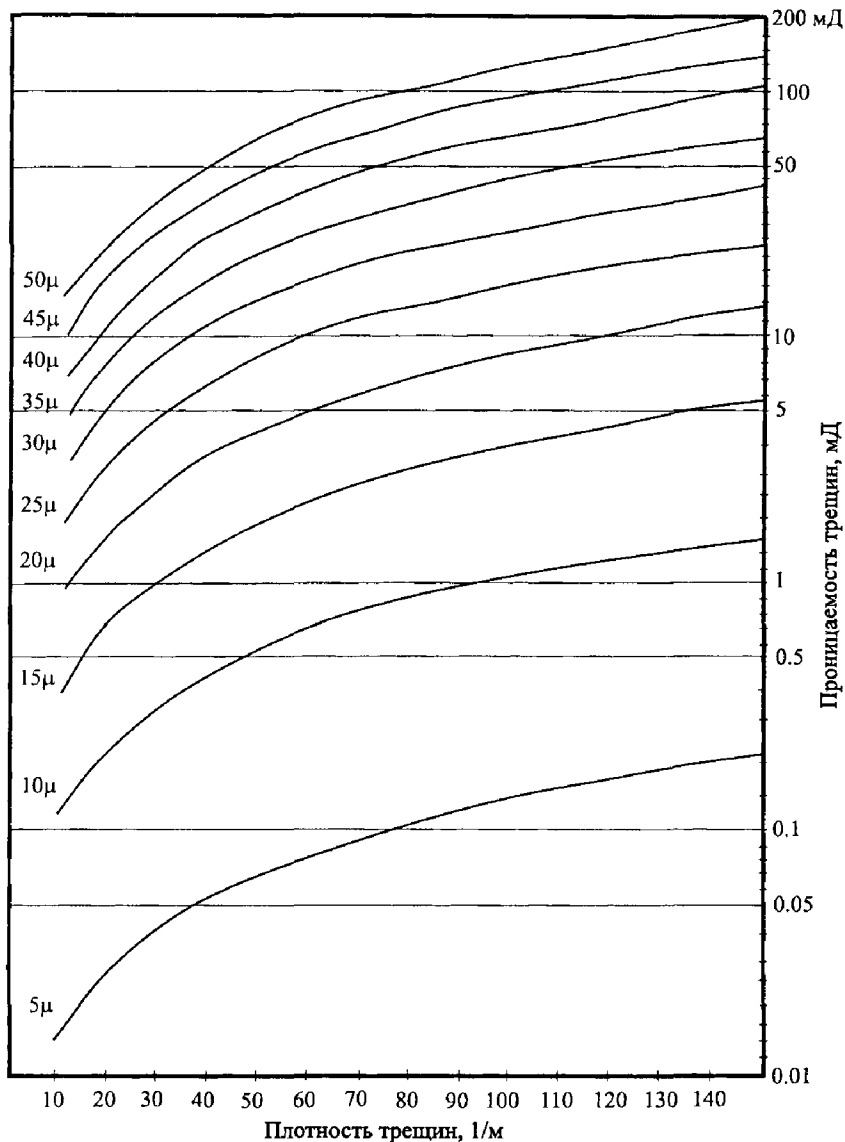


Рис. 7.1. График зависимости величины трещинной проницаемости от плотности трещин и их раскрытия (для двух систем взаимно перпендикулярных трещин или для хаотически ориентированных трещин)

активных регионах возрастает собственно тектоническая трещиноватость, которая может быть соизмерима или даже большей, чем плотность фоновых трещин. Однако интенсивная тектоническая трещиноватость способствует и интенсивному гидрохимическому эпигенезу, приводящему к залечиванию открытых трещин минеральным веществом. Поэтому часть тектонических трещин обычно бывает залеченной, а открытыми остаются лишь трещины самых последних генераций, еще не успевшие залечиться.

На тех же принципах, с использованием формулы (2), составлена палетка для определения трещинной пористости (рис. 7.2).

Из графика видно, что величина трещинной пористости при плотности трещин 25–50 1/м и раскрытости не более 100 микрон не превышает 0,2%, а величина в 1% достигается лишь в случае плотности трещин свыше 150 1/м и раскрытии трещин в 100 мкм, что можно наблюдать лишь в исключительных условиях повышенной напряженности пород.

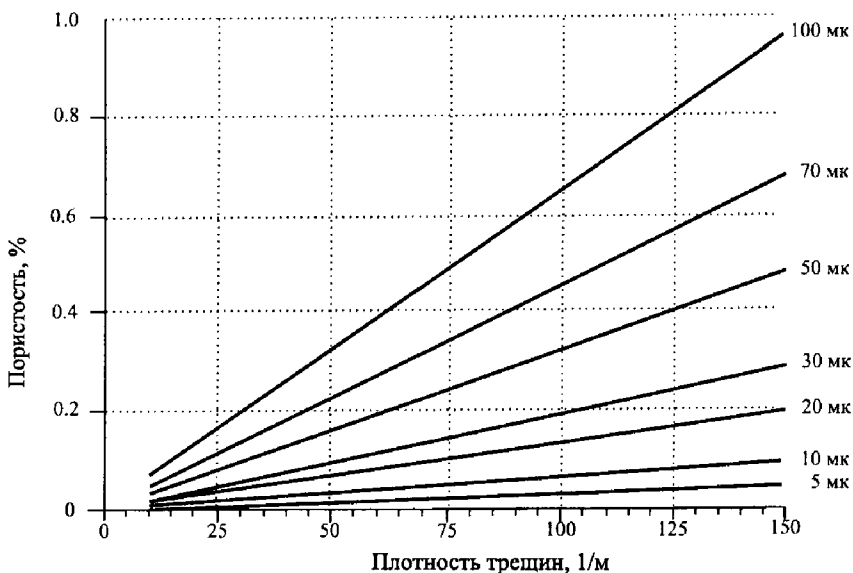


Рис. 7.2. График зависимости величины трещинной пористости от плотности трещин и их раскрытия

При определении трещинной проницаемости и трещинной пористости одним из основных параметров является плотность (густота) трещин. Если на густоту тектонических трещин, помимо механических свойств породы, влияют такие факторы, как интенсивность, направленность, длительность и сила тектонических напряжений, которые обычно не поддаются прямым определениям, то густота общих (фоновых) трещин зависит от механических свойств пласта и его мощности, т. е. факторов, поддающихся измерению, а следовательно и прогнозу.

На основании полевых исследований в различных регионах страны, и в частности, при изучении флишевых отложений Карпат и северо-восточного Предкавказья, где наблюдается ритмичное чередование прослоев породы мощностью от $l=2$ см до 1 м и более, был построен график (рис. 7.3) зависимости плотности трещин от мощности вмещающего слоя.

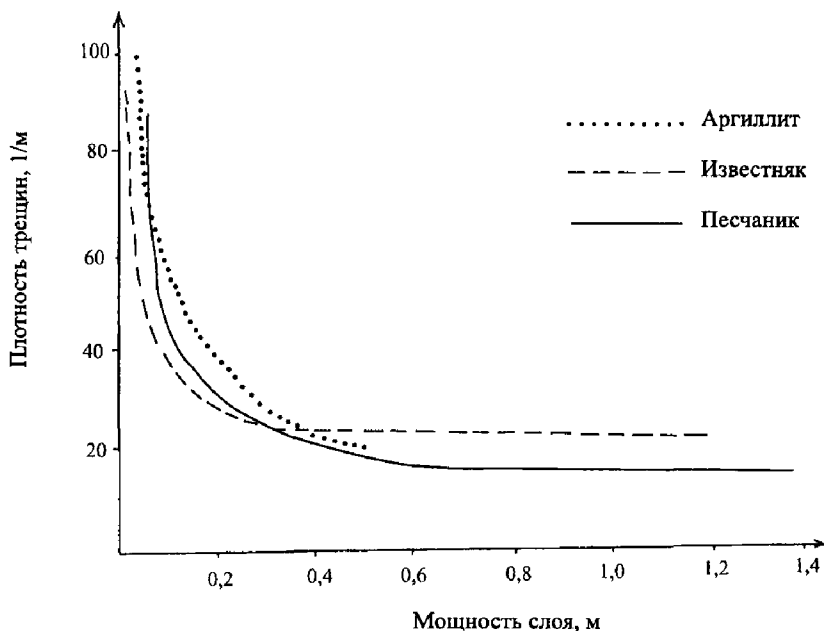


Рис. 7.3. Зависимость плотности трещин от мощности слоя

Было установлено, что чем меньше мощность слоя, тем больше густота общих трещин. Однако начиная с толщины в 35–40 см это влияние становится менее ощутимым, а при больших толщинах вообще не отмечается. В средне-толстослоистых разностях пород (мощность свыше 40 см) на густоту общих трещин основное влияние оказывает литология, а в механическом отношении — хрупкость пород. На основании многолетних замеров в различных регионах бывшего СССР была составлена таблица числовой последовательности густоты фоновых трещин для различных по литологии пород (табл. 7.3).

Таблица 7.3

**Густота общих трещин в различных по литологии породах
(за исключением тонкослоистых разностей)**

Литология	Густота трещин, 1/м
Кремнистые породы	35–45
Глинистые породы	30–40
Доломиты	20–35
известняки	15–30
песчаники	10–25
конгломераты	5–20
Гипсы	5–15

На основании всего вышеизложенного, нами во ВНИГРИ был предложен экспресс-метод оценки фоновой (общей) трещиноватости и ее коллекторского потенциала. Последовательность определений следующая:

1. Для определения плотности трещин следует воспользоваться табл. 7.3. Если разрез сложен тонко-среднеслоистыми разностями (толщина менее 35–40 см), то табличные показания следует откорректировать по графику на рис. 7.3.

2. Для определения трещинной проницаемости воспользоваться табл. 7.2 или палеткой (рис. 7.1). При этом надо знать плотность

трещин (определенную в п. 1) и раскрытие трещин. Последний параметр, как говорилось выше, на глубине обычно колеблется в пределах 10–20 мкм.

3. Для определения трещинной пористости воспользоваться палеткой на рис. 7.2, где показана зависимость пористости от плотности трещин при их различных раскрытиях.

С помощью предложенного метода можно предварительно дать оценку фоновой трещиноватости, ее фильтрационных и емкостных возможностей для интересующей части разреза, зная лишь ее литологию и текстуру. Однако следует еще раз подчеркнуть, что в тектонически напряженных участках (пликативные и дизъюнктивные дислокации) определенные по предлагаемым палеткам величины будут занижены, ибо на общие (фоновые) трещины будут налагаться собственно тектонические трещины, при этом суммарная плотность трещин может значительно возрасти. Как показали наши исследования трещиноватости в зонах дизъюнктивных нарушений, проводившиеся как по обнажениям, так и по керну, в узкой зоне порядка нескольких десятков метров густота открытых трещин возрастает в 1,5–2 раза. Повышение густоты трещин по сравнению с фоновыми значениями может наблюдаться и в зонах разуплотнения различного генезиса.

8

ФАКТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА

Как известно, в формировании структуры пустотного пространства (пор, каверн, трещин), определяющей емкостные и фильтрационные свойства карбонатных и терригенных пород, принимают участие как первичные, седиментационные процессы осадконакопления, так и вторичные постседиментационные преобразования, происходящие на стадии диагенеза (в осадке) и в эпигенез (катагенез)* — в породе.

Факторами седиментогенеза являются: химический состав вод бассейна седиментации, его газовый режим, климат (аридный, гумидный), гидродинамические условия бассейна седиментации, палеорельеф дна, близость источника сноса, тектонический режим бассейна, температура, давление, близкое к поверхностному.

Факторы диагенеза:

1. Химический состав иловых (поровых) вод, насыщенность их O , CO_2 , H_2S , определяющие окислительно-восстановительный потенциал среды осадка — гН, и щелочно-кислотные свойства среды — рН. В зависимости от содержания вышеотмеченных компонентов выделяются: окислительная, восстановительная, резко восстановительная среда в осадке.

2. Наличие в осадке органического вещества.

3. Низкая температура и давление, близкие к поверхностным.

4. Геологическая обстановка — глубина — метры (десятки, первые сотни метров ниже дна водоемов).

Факторы эпигенеза (катагенеза): химический состав, степень минерализации подземных (пластовых) вод, их температура, давление,

* В эпигенез входит и гипергенез.

динамика, щелочно-кислотные (рН) и окислительно-восстановительные свойства среды в породе (гН), продолжительность воздействия этих факторов на породу, тектонические напряжения, наличие ОВ (битумов, нефти в породе), температура, давление, глубина погружения (залегания), степень преобразованности ОВ. Выделяется начальный и глубинный эпигенез, прогрессивный (связан с погружением) и регрессивный (связан с подъемом).

Начальный эпигенез характерен для платформенных областей и переходных (краевые прогибы). Глубина погружения 1500–2000 м, температура 50–60°, давление 500 атм.

Глубинный эпигенез — нижняя часть разреза осадочного чехла платформы, краевые прогибы, реже краевые зоны геосинклинальных областей. Глубина погружения 5000–6000 м, температура 150–200°, давление 1500 атм.

В седиментогенезе происходит упаковка (укладка) породообразующих компонентов, их перераспределение, сортировка, окатанность. Между породообразующими компонентами создаются первичные поры, которые заполняются водой, минеральным или глинисто-органическим веществом.

В стадию диагенеза происходит уплотнение осадков, сопровождающееся уменьшением полезной емкости, процесс аутигенного минералообразования. Аутигенные минералы образуются за счет взаимодействия химических элементов, содержащихся в иловой (поровой) воде и осадки их в осадок при определенных показателях рН и гН.

Аутигенные минералы цементируют осадок, образуют цементы, различные по минеральному составу и типу — кальцитовый, доломитовый, сидеритовый, хлоритовый, каолиновый, кварцевый, глинистый, битумный, порового, контактового, базального, регенерационного, крустификационного, пленочного типов. Происходит образование литогенетических трещин, выполненных минеральным веществом или окисленным битумом.

В стадию эпигенеза (катагенеза) продолжают вышеотмеченные процессы, но не в осадке, а в породе, за счет воздействия на них подземных минерализованных вод. Аутигенные эпигенетические минералы принимают участие в образовании цементов, заполняют

поры, каверны, трещины. Осаждение аутигенных минералов происходит при определенных геохимических показателях рН и гН. Помимо аутигенного минералообразования, цементации, в процессе эпигенеза заметное развитие имеет процесс децементации, растворения (выщелачивания) ранее образованного цементирующего вещества, главных порообразующих компонентов под влиянием агрессивной уголекислоты. В результате процесса децементации образуются эффективные поры, каверны. Под влиянием тектонических напряжений создаются трещины разных генераций, выполненные минеральным веществом, твердым битумом или флюидами.

Поры, каверны, возникающие в стадию диагенеза и в эпигенез, нами относятся к вторичным. Трещины литогенетического и тектонического происхождения.

Р. С. Сахибгареевым, В. В. Шиманским и многими другими исследователями доказана возможность образования вторичных пор путем растворения порообразующих компонентов и цемента солями органических кислот (соли аминокислот, нуклеиновых кислот, глюконатов натрия). Источником органических растворителей являются продукты жизнедеятельности и разложения органических остатков, водорослей, растений.

Как показывает фактический материал по ряду нефтегазоносных отложений, влияние процессов литогенеза на формирование структуры пустотного пространства было неоднозначным на различных этапах литогенеза. Более ранние процессы литогенеза в целом были направлены на залечивание структуры пустотного пространства (пор, каверн, трещин), более поздние могли способствовать формированию и переформированию эффективных пор, каверн, трещин, определивших полезную емкость пород и пути фильтрации.

8.1. ОБРАЗОВАНИЕ ЦЕМЕНТОВ

В осадочных породах (карбонатных, терригенных) встречаются цементы разного минерального состава в разном количестве и различного типа. Так, например, глинистый цемент гидрослюдистого, хлоритового, каолинитового, монтмориллонитового состава, кар-

бонатный цемент кальцитового, доломитового, сидеритового, а также серицитового, цеолитового составов.

Условно цементы можно разделить на первичные и вторичные. Образование первичных цементов обусловлено выпадением химических компонентов из толщи морской воды. Вторичные образуются в стадию диагенеза (в осадке) и эпигенеза (в породе) при определенных показателях рН, гН и химическом составе иловых поровых вод (в осадке) и подземных, пластовых вод (в породе). рН показывает суммарную концентрацию водородных ионов, происходящих от диссоциации или гидролиза всех солей, кислот, оснований, находящихся в данном растворе (иловой воде в осадке, глубинных подземных водах — в породе). Это показатель щелочности и кислотности среды: рН < 7 — кислая, рН < 5 — слабо кислая, рН = 7 — нейтральная, рН = 7–8 — щелочная, рН = 8–9,5 — резко щелочная (Табл. 8.1).

Таблица 8.1

Ряд геохимических фаций, выделенных по преобладающему значению рН в толще субаквальных осадков

Типы фаций	Значение рН	Минералы (индикаторы реакции среды)
I. Кислая	< 7 < 5	Каолинит Кремнезем
II. Нейтральная	7	Глауконит, сидерит, хлорит, лептохлорит
III. Щелочная	7–8	Кальцит, монтмориллонит
IV. Резко щелочная	8–9,5	Доломит, монтмориллонит

Устанавливаются вышеотмеченные среды по содержанию в породах карбонатных и глинистых минералов. гН — отношение среды осадка (породы) к окислению или восстановлению отдельных минеральных компонентов. При рН < 7 в кислой среде происходит образование аутигенных цементирующих материалов в твердой фазе — кварца, опала, халцедона, каолинита. Растворяются вышеназванные минералы в щелочной среде. При рН = 7 в нейтральной среде образуется в твердой фазе глауконитовый, сидеритовый, хлоритовый,

лептохлоритовый цементы. Растворяются они в кислой среде. Ортоклаз $KAlSi_3O_8$ и плагиоклаз (альбит) образуются в твердой фазе в кислой среде, растворяются в щелочной среде.

Геохимический показатель гН определяется по содержанию в породах железистых минералов: пирит характеризует резко восстановительную среду (в осадке, в породе); сидерит — восстановительную; анкерит — слабо восстановительную; хлорит, лептохлорит — нейтральную; глауконит — слабо окислительную; гематит — окислительную.

Наиболее распространенным первичным цементом в терригенных и карбонатных породах по составу являются: кальцитовый и глинистый. Образованию вторичного кальцитового цемента способствуют следующие факторы: а) химический состав пластовых, подземных вод, их степень минерализации; б) фазовый фактор, количество растворенной в воде углекислоты, поскольку повышение или понижение его сдвигает карбонатное равновесие в ту или иную сторону; в) температура и давление, изменение которых вызывает изменение содержания в воде свободной углекислоты. Повышение температуры, снижение давления способствуют удалению CO_2 из водной среды и следовательно осаждению карбоната в осадок (в твердой фазе), что приводит к запечатыванию пустот, уменьшению полезной емкости пород; г) показатель кислотности и щелочности среды (рН), происходящий от диссоциации и гидролиза всех солей, кислот, оснований.

Для выпадения кальцита в твердой фазе нужна щелочная среда. Растворение кальцита происходит в кислой среде. Под влиянием воздействия углекислоты на карбонатный цемент происходит его растворение с образованием вторичных пор выщелачивания. Процесс растворения (выщелачивания) усиливается в породах, характеризующихся повышенной трещиноватостью, которая обеспечивает хорошую проводимость агрессивных вод, насыщенных углекислотой.

Образование хлоритового цемента происходит за счет осаждения из иловых (в диагенезе), подземных (эпигенез) вод, содержащих Mg, Fe, Al в условиях нейтральной или слабо щелочной среды. Каолинит в цементе может быть первичным и вторичным. Первичный каолинит образуется в коре выветривания за счет разложения полевых шпатов, хлорита в условиях щелочной среды. Переходит в каолинит в условиях кислой среды. Вторичный каолинит образуется метасо-

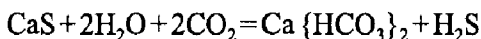
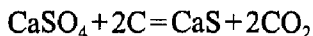
матическим путем в стадию диагенеза, эпигенеза за счет изменения Fe-пород и хлорита в щелочной среде и переход их в каолинит в условиях кислой среды. Выделяются следующие структурные типы цементов: пленочный, поровый, базальный, базальный с пойкилитовой структурой, кристификационный, регенерационный.

8.2. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЗОНЕ КАТАГЕНЕЗА ПОД ВЛИЯНИЕМ УВ

Геохимия эпигенетических изменений минеральной среды под влиянием углеводородов изучалось А.И. Перельманом (1965), А.А. Карцевым (1969), В.И. Савченко (1965), В.А. Соколовым (1966) и др. В основе этого явления лежит главным образом окислительно-восстановительные процессы в зоне эпигенеза (катагенеза) в породах-коллекторах, протекающие в условиях двухфазной системы (жидкая+твердая) при особых термодинамических условиях (повышенные температура, давление). Под влиянием углеводородов в пластовых водах и в породе происходит разрушение одних минералов и образование других. Некоторые элементы выщелачиваются из пород и концентрируются в подземных водах, другие осаждаются из подземных вод, заполняя поры, каверны, трещины.

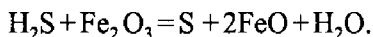
При биохимическом окислении нефти микроорганизмы, использующие углерод в качестве источника питания, окисляют его, а в результате дыхания отнимают кислород у минеральных соединений, преимущественно у сульфатов (в породах ангидрит и гипс в воде, сернокислые соли кальция и натрия), а также нитратов, гидроокислов железа.

В результате полного окисления органических соединений выделяется углекислый газ и за счет восстановления серы — сероводород. Среда становится резко восстановительной. Реакция происходит по следующей формуле:

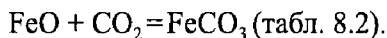


Но обычно полное окисление углерода до CO_2 не наступает, тогда возникают промежуточные продукты окисления нефти, а изменение углеводородного состава нефтей идет в направлении от метанового к нафтено-ароматическому типу с выделением в воду продуктов окисления типа нафтенов их кислот и аммониевых соединений.

При избытке в породе окисного железа сероводород может окисляться до свободной серы.



Взаимодействие закисного железа и уголекислоты приводит к образованию сидерита:



Причины выделения CO_2 из морской воды

1. Перемешивание воды в зоне прибора.
2. Понижение общего давления (уменьшение газового давления).
3. Фотосинтез растений.
4. Испарение, повышение температуры вод бассейна седиментации.
5. Щелочная и нейтральная среда, устойчивая для сохранения твердого кальцита. В кислой среде кальцит растворяется.

Так как при оценке емкости коллектора определяющее значение имеет размер пустотного пространства, приведем принимаемую во ВНИГРИ градацию пор по размерам. Понятно, что поры могут быть как открытыми, так и залеченными или частично залеченными, а также со следами битума по стенкам. Все это необходимо учитывать при описании шлифов.

Размеры пор:

- субкапиллярные $< 0,0002$ мм;
- капиллярные $0,0002$ – $0,0005$ мм;
- микропоры $0,0005$ – $0,001$ мм;
- тонкие поры $0,001$ – $0,01$ мм;
- мелкие поры $0,01$ – $0,25$ мм;
- средние поры $0,25$ – $0,5$ мм;
- сверх капиллярные $> 0,5$ мм.

Типы геохимических фаций (отложений) морей, соленых и солоноватых вод по профилю ОВ потенциала (по железистым минералам, по Г.И. Теодоровичу, 1954)

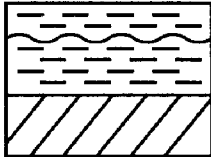
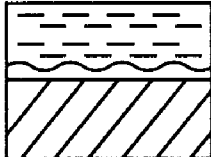
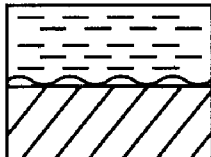
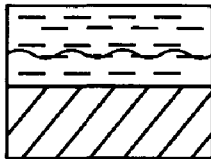
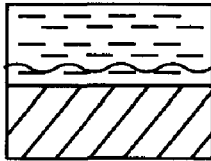
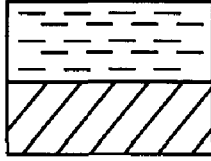
Типы фаций	Характеристика	Подтипы фаций	
I. <u>Сильно восстановительная</u> (или сероводородная сульфидная)	Характерные диагенетические минералы — только пирит. Донная фауна отсутствует. Повышенное содержание ОВ.		 <p>О.В. раздел Вода Ил (осадок)</p>
II. <u>Восстановительная</u> (сульфидно-сидеритовая, сульфитно-шамозитовая)	Характерные диагенетические минералы: сидерит, анкерит, шамозит и пирит. Донная фауна отсутствует. Повышенное содержание ОВ.	Сульфатно-сидеритовый. Сульфатно-шамозитовый Смешанный.	 <p>Вода О.В. раздел Ил (осадок)</p>
III. <u>Слабо восстановительная</u> (сидеритовая и шамозитовая)	Характерные диагенетические минералы: обилие сидерита, анкерит, шамозит. Нередко содержится донная фауна. Значительное количество ОВ.	Сидеритовый (обилие сидерита, небольшое содержание пирита). Шамозитовый. Смешанный.	 <p>Вода О.В. раздел Ил (осадок)</p>

Таблица 8.2 (окончание)

Типы фаций	Характеристика	Подтипы фаций	
IV. <u>Нейтральная</u> (закисно-окислительных лептохлоридов, а также сидерит-гематит.	Характерные диагенетические минералы — закисно-окисные лептохлориты, иногда гематит, сидерит. Нередко донная фауна. Много ОВ.	1. Закисно-окисные лептохлориты, небольшое количество гематита, сидерита. 2. Сидерит-гематитовый. 3. Смешанный.	 Вода О.В. раздел Ил (осадок)
V. <u>Слабо окислительная</u> (глауконитовая, окислительных лептохлоритов)	Глауконит, окисные лептохлориты. Часто донная фауна. Бедность ОВ. Нередко содержание окислов, гидроокислов железа.	1. Глауконитовый 2. Окисных лептохлоритов. 3. Смешанный.	 Вода О.В. раздел Ил (осадок)
VI. <u>Окислительная</u> (окислов и гидроокислов железа)	Отложения, обогащенные гидроокислами Fe, безразлично относящиеся к изменению гН. Часто донная фауна или ее следы. ОВ отсутствует.		 Вода Ил (осадок)

О.В. раздел — окислительно-восстановительный раздел.

гН — отношение среды осадка к окислению или восстановлению отдельных минеральных компонентов (устанавливается по содержанию железистых минералов).

pH — концентрация водородных ионов или показатель щелочности и кислотности среды осадка (устанавливается по карбонатным и глинистым минералам).

9

ВЛИЯНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ, ВОЗНИКАЮЩИХ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА, НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

В процессе бурения и эксплуатации скважин в горных породах происходят упругие (обратимые) и пластические (необратимые) деформации, существенно влияющие на структуру пустотного пространства и коллекторские свойства.

Для оценки влияния деформационных процессов на емкостные и фильтрационные свойства пород были проведены экспериментальные литолого-петрографические исследования пашийских песчаников франского яруса верхнего девона Ново-Елховского и Ромашкинского месторождений, известняков верхнетурнейского подъяруса Чегодайской площади и известняков среднего карбона Ромашкинского месторождения (Татарстан).

Экспериментальные исследования выполнялись Д. В. Тихомоловым на установке всестороннего сжатия, разработанной во ВНИГРИ. Для литолого-петрографических исследований был использован метод больших шлифов ВНИГРИ. Согласно этому методу литолого-петрографические исследования проводятся в плоско-параллельных шлифах с помощью поляризационного микроскопа.

Метод больших шлифов позволяет получить более полную информацию о вещественном составе пород, их вторичных физико-химических, структурно-минералогических преобразованиях, структуре пустотного пространства, проследить связь ОВ (битумов) со структурой породы. Метод больших шлифов, кроме того позволяет получить также необходимые характеристики трещин и пор, установить их генерации. Используя специальные формулы, можно подсчитать основные параметры трещиноватости: — плотность трещин, трещинную проницаемость.

Широкое использование метода больших шлифов позволило выявить ряд закономерностей в изучении деформационных процессов в терригенных и карбонатных коллекторах. Для этого были изготовлены и изучены шлифы из образцов керна до и после всестороннего сжатия и проанализированы произошедшие в них пластические изменения.

Терригенные породы-коллекторы, представленные пашийскими песчаниками Ново-Елховского и Ромашкинского месторождений линзовидно-слоистые, иногда с пятнистой текстурой. По гранулометрическому составу мелко-среднезернистые. Обломочный материал характеризуется средней степенью отсортированности и окатанности. Контакты между зернами обломочного материала точечные, удлиненные. Песчаники в основном кварцевые, олигомиктово-кварцевые (75–96% кварца). В них присутствуют обломки глинистых пород в различной степени пигментированные коричневым битумом, гидротированный биотит, полевые шпаты. Цемент рассматриваемых песчаников полиминеральный — глинистый, кальцитовый, доломитовый, сидеритовый, каолинитовый, кварцевый.

После всестороннего сжатия в этих породах произошли следующие необратимые (пластические) деформации:

1) Перераспределение глинистого цемента пленочного типа с образованием порового типа цемента и коротких межзерновых стилолитоподобных прослоечек;

2) Концентрация обломков глинистых пород, глинистого цемента, гидротированного биотита в стилолитоподобные образования бугорчатой формы, внутри которых отмечены горизонтальные, протяженные в пределах шлифа открытые трещины;

3) Отмечаются раздробленные участки породы с образованием глинистого цемента порового и пленочного типа.

Чем больше глинистая составляющая в терригенной породе, тем интенсивней проявляются в них необратимые деформации.

На основе литолого-петрографического анализа карбонатных отложений турнейского яруса нижнего карбона Ново-Елховского, Бавлинского, Ромашкинского месторождений и Чегодайской площади, а также карбонатных пород башкирского яруса и верейского горизонта среднего карбона Ромашкинского месторождения

было установлено, что независимо от возраста, по геодформационным характеристикам карбонатные породы-коллекторы можно разделить на *две группы*, в которых по-разному будут проявляться необратимые деформации.

К *первой группе* относятся комковатые, ступкливо-комковатые, органогенно-водорослево-комковатые, слабо сцементированные, слабо уплотненные известняки, высоко-пористые с гранулярной структурой пустотного пространства. Главным породообразующим компонентом таких известняков являются комки размером 0,25–1,5 мм, сложенные тонкозернистым (менее 0,01 мм) кальцитом (микритом). В ряде комков прослеживается их первичная органогенная структура — контуры фораминифер, членики криноидей. Встречаются редкие хорошо различимые гранулированные фораминиферы, иглокожие, трубчатые сине-зеленые водоросли, обломки брахиопод, кораллов, сложенные мелко-, средне-, крупнозернистым кальцитом. Цементирующим веществом (5–10%) является мелкозернистый кальцит. Тип цемента поровый, регенерационный, крустификационный. В известняках первой группы редко встречаются стилолитовые образования, трещины. Полезная емкость пород определяется в основном первичными порами и редкими вторичными порами выпщелачивания, унаследованными по первичным порам. Фильтрация углеводородов в них осуществляется по сообщающимся порам и межзерновым каналам.

Известняки первой группы представляют поровый тип коллектора. Их открытая пористость колеблется от 9 до 25%, поровая проницаемость матрицы до 1 000 350 мД.

Как показывают экспериментальные исследования, микрит способствует снижению жесткости скелета породы в условиях увеличивающегося эффективного давления. В процессе разработки залежи карбонатные породы с большим содержанием микрита приобретают способность пластически деформироваться. При этом нарушается первичная межгранулярная структура пустотного пространства. Часть комков разрушается, поры частично запечатываются микритом, уменьшается полезная емкость пород, а также уменьшается поровая проницаемость матрицы.

Вторую группу пород составляют уплотненные, сильно сцементированные органогенные, органогенно-водорослево-детритовые,

шламово-детритовые известняки. Породы содержат незначительное количество сгустков и комков. Известняки в различной степени перекристаллизованные, стилолитизированные, трещиноватые, низкопористые, слабо глинистые. Главными породообразующими компонентами являются неокатанные, слабо отсортированные обломки раковин фораминифер, криноидей, иглокожих, брахиопод и трубчатых водорослей, сложенные разнородным кальцитом.

Цементирующим веществом является мелко-, средне-, крупнозернистый кальцит. Тип цемента поровый, базальный. Полезная емкость пород определяется вторичными порами выщелачивания и перекристаллизации, расположенными между форменными образованиями, внутри них, в цементе, вдоль открытых трещин.

Первичные поры редки. Фильтрация углеводородов осуществляется в основном по трещинам. Открытая пористость известняков второй группы колеблется от 2–3 до 8–10%. Поровая проницаемость матрицы менее 1 мД, трещинная проницаемость изменяется от 0,7 до 4 мД.

В целом по своим емкостным и фильтрационным свойствам карбонатные породы второй группы представляют совокупность порово-трещинных, трещино-поровых и в редких случаях чисто трещинных типов коллекторов, фильтрация углеводородов в них происходит в основном по трещинам.

Высокая жесткость кальцита, слагающего породообразующие компоненты и цемент второй группы известняков, по сравнению с кальцитом карбонатных пород первой группы, при экспериментальных исследованиях изменения напряженности в условиях всестороннего сжатия, способствовали проявлению в них упругих (обратимых) деформаций.

Упругие деформации в известняках второй группы возникают преимущественно в результате изменения раскрытости трещин. При этом сжимаемость трещин зависит от присущей им раскрытости, микрошероховатости стенок трещин, их протяженности, конфигурации, величины и направления эффективных напряжений. При увеличении эффективного напряжения раскрытость трещин уменьшается, соответственно уменьшается и проницаемость. При

уменьшении эффективного напряжения раскрытость трещин увеличивается, повышается проницаемость.

Таким образом, необратимые пластические деформации как в терригенных, так и в карбонатных породах приводят к уменьшению полезной емкости пород и проницаемости матрицы, т. е. оказывают отрицательное влияние на коллекторские свойства пород. Упругие (обратимые) деформации способствуют образованию сложного порово-трещинного типа коллектора. Масштабы создания области упругих деформаций в осадочных породах зависят от первичных условий осадконакопления и вторичных постседиментационных преобразований.

Большим достижением последних лет в области нефтяной геологии является признание роли трещин как в карбонатных, так и терригенных коллекторах, принимающих участие в фильтрации углеводородов и способствующих образованию вторичной пористости.

Геологические и литолого-петрографические исследования показали, что в фильтрации углеводородов принимают участие микротрещины, относящиеся к самой последней генерации. Раскрытие трещин обычно колеблется от 5 до 25 микрон. Характерным является то, что стенки фильтрующих трещин являются неровными, шероховатыми, что препятствует их смыканию на больших глубинах в условиях высоких пластовых давлений.

Из приведенных данных следует, что проявление деформационных процессов как в терригенных, так и в карбонатных породах тесно связано с их вещественным составом, структурно-текстурными особенностями, которые контролируются первичными условиями осадконакопления, последующими постседиментационными преобразованиями, структурой пустотного пространства.

Микроскопические и экспериментальные исследования показали, что в карбонатных породах, так же как и в терригенных присутствуют пластические компоненты. В терригенных они представлены обломками глинистых пород, глинистым цементом, слюдой, в карбонатных породах — тонкозернистым кальцитом или микритом, которым сложены главные породообразующие компоненты и цемент. При воздействии на данные породы всестороннего сжатия происходит перераспределение пластичных компонентов. Они

частично трансформируются в цемент, заполняют поры. Происходит изменение типов контактов между зернами обломочного материала, нарушается гранулярная структура пустотного пространства. Все это приводит к уменьшению полезной емкости пород-коллекторов и поровой проницаемости матрицы.

Проведенные эксперименты показали, что литолого-петрографические исследования могут быть использованы при выработке более рациональных методов разработки нефтяных и газовых месторождений.

10

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РЯДА ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ОТНОШЕНИЙ КАК ФАЦИАЛЬНЫХ ИНДИКАТОРОВ (на примере верхнерифейских отложений Учуро-Майского прогиба)

Использование данных химического состава пород, содержания ряда малых и редких элементов является инструментом, с помощью которого можно восстановить и рассчитать поэтапно геохимическую историю формирования отложений. Геохимические параметры и отношения ряда элементов являются показателями интенсивности выветривания, дифференциации вещества, палеоклимата, палеосолености.

Примером для расчета являются верхнерифейские отложения Учуро-Майского прогиба на р. Мая (лахандинская серия, кумаканская, мильконская, нельканская, игниканская подсвиты) и на р. Кандык (уйская серия, кандыкская свита)

Преобладающим типом отложений, залегающими на доломитах и выветрелых доломитах подстилающей ципандинской свиты, являются переотложенные продукты коры выветривания, представленные пестроцветными аргиллитами, а также вышележащий разрез кумахинской, мильконской, нельканской, игниканская подсвит, сложенный глинисто-карбонатными отложениями с примесью вулканогенного материала и переотложенными продуктами коры выветривания. Весь исследуемый материал лахандинской серии относится к пелитовым аргиллитам, к алевролитистым аргиллитам. Среди песчаников кандыкской свиты выделяются чисто кварцевые разности, олигомиктовые кварцевые и аркозовые разности.

10.1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ИНТЕНСИВНОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ ИЛИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Данные о дифференциации вещества или показателе интенсивности выветривания были получены при использовании отношений наименее подвижных элементов $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, наиболее подвижных элементов $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ и менее подвижных к более подвижным $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O}$ (табл. 10.1, 10.2 и рис. 10.1, 10.2).

Аргиллиты лахандинской серии отличаются низкой степенью дифференциации по отношению $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ (не более 3,6), однако показатель интенсивности выветривания закономерно возрастает в кварцевых песчаниках кандыкской свиты. Данные, полученные для аргиллитов лахандинской серии, отличаются достаточно высокой степенью дифференциации по отношению $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ для калийсодержащих гидрослюдистых аргиллитов по количеству оксида калия — 4,11; 4,85; 5,2; 3,15 % (в слоях 5, 10, 12 лахандинской серии нельканской подсвиты).

10.2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТА

Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$ как два элемента гидролизата является показателем палеоклимата. Если этот индикатор равен менее 20, то он характеризует гумидные условия, свыше 30 отвечает ариднему климату. Значения от 20 до 30 соответствуют переходному — семиаридному, семигумидному климату (Ронов, Мегдисов, 1965, Ронов, Гиринов, Казаков, 1966). $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$ как индикатор палеоклимата для лахандинской серии и кандыкской свиты (табл. 10.1, 10.2, рис. 10.2) свидетельствует о том, что аргиллиты лахандинской серии формировались в условиях гумидного климата, аритизация наблюдалась в начале формирования кандыкской свиты.

10.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ РАЗДЕЛЕНИЯ МОРСКИХ ОТ ПРЕСНОВОДНЫХ ОСАДКОВ, ПОКАЗАТЕЛИ ПАЛЕОСОЛЕННОСТИ

Фаціальным показателем «мористости» отложений является отношение средних значений CaO/MgO (табл. 10.1, 10.2). Отношение CaO/MgO менее 1 для аргиллитов лахандинской серии и более 1 для слабо известковистых песчаников кандыкской свиты. Различная геохимическая история Sr и Ba в зоне гипергенеза позволяет использовать величину их отношения для выяснения пресноводных и морских обстановок. По данным С. М. Катченкова отношение $\text{Sr/Ba} < 1$ соответствует пресноводным условиям.

Данные содержания малых и рассеянных элементов в глинистых породах дополняют картину седиментационных процессов, позволяют быть индикаторами разделения морских от пресноводных осадков, показателями палеосолености (табл. 10.3).

Установлено, что высокие концентрации B и Li, Rb, Ni (Кейт, Дегенс, 1961) из числа рассеянных элементов наблюдаются в морских осадках. Поскольку эти элементы находятся в структуре глинистых минералов, постольку в данной работе рассматриваются их содержания в глинистых породах на примере лахандинской серии.

Рассеянные элементы, такие как Ga и Sr оказываются в больших концентрациях в пресноводных осадках, особенно Ga, который в лахандинских отложениях связан с повышенным содержанием органического вещества. Успешно как индикаторы морских физико-химических условий бассейна характеризуют отношения B/Ga , B/Li , B/Rb , V/Co и др. Согласно приведенным данным (табл. 10.3), все перечисленные отношения значительно превышают 1,24 для B/Rb .

Содержания бора (Кейт, Дегенс, 1961) является наиболее надежными индикаторами палеосолености, которые позволяют отделить морские от солоноватоводных осадков, провести границу между солоноватоводными и пресноводными осадками. Пресноводным отложениям соответствует содержание бора — 44, солоноватоводным — 92 и морским свыше — 115 г/т.

Содержание Rb в нормально морских отложениях отвечает более — 281, в опресненных — 186 и пресноводных менее — 139 г/т.

**Химический состав и отношение оксидов как фациальных
Учуро-Майского**

Поискига	Порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
lh3	Аргиллиты черные	10-5078	53,3	1,41	28,7	1,54	1,19	0,02	1	0,51
lh3/ lh2	Аргиллиты зеленые	6-5062	55,35	1,35	26,29	1,41	0,6	0,02	0,89	0,29
lh1	Аргиллиты голубовато-зеленые	4-5059	56,44	1,1	24,11	2,77	0,09	0,02	1,5	0,12
lh1	Аргиллиты грязно-зеленые	4-5058	65,36	1,31	18,09	2,11	0,55	0,02	0,95	0,32
lh1	Аргиллиты темно-серые	4-5055	55,1	1,48	24,9	3,68	0,91	0,04	1,33	0,36
lh1	Аргиллиты голубовато-зеленые с цеолитами	4-5040a	56,27	1,28	23,82	2,55	0,69	0,01	1,1	0,38
lh1	Аргиллиты серые	4-5040	45,46	1,06	29,49	0,66	0,66	0,01	0,72	0,22
lh1	Аргиллиты черные	4-5039	60,1	1,5	23,5	1,31	0,91	<0,01	0,84	0,53
lh1	Аргиллиты черно-серые	4-5035	57,29	1,41	23,73	2,63	0,87	0,02	1,25	0,38
lh1	Аргиллиты серые	4-5032	57,3	1,6	25,5	1,54	0,77	0,01	0,86	0,26

Таблица 10.1

показателей в верхнем рифее лахандинской свиты
прогиба, р. Мая

Na ₂ O	K ₂ O	S	P ₂ O ₅	SrO	H ₂ O	п.п.п	Сумма	SiO ₂ Al ₂ O ₃	K ₂ O Na ₂ O	Al ₂ O ₃ TiO ₂	CaO MgO	Fe ₂ O ₃ FeO
<0,05	3,15	не опр.	0,07		не опр.	9,16	100,1	1,86	63	20,4	0,51	1,29
0,12	3,49	0,02	0,07	0,02	0,52	8,61	98,48	2,1	29	19,5	0,32	2,35
5,2	0,02	0,02	0,06	0,02	0,88	7,57	100,2	2,34	0,003	21,9	0,08	30,8
0,2	4,23	0,03	0,04	0,02	0,05	5,87	99,08	3,61	21,15	13,8	0,34	3,8
<0,05	4,85	не опр.	0,08	не опр.	не опр.	7,29	100,1	2,21	97	16,8	0,27	4,04
0,28	4,36	0,09	0,06	0,02	не опр.	7,66	98,57	2,36	15,6	18,6	0,34	3,7
0,12	3,35	1,33	0,04	не опр.	не опр.	16,7	99,79	1,54	27,9	27,8	0,31	1
<0,05	4,11	не опр.	<0,05			7,23	100	2,56	82	15,7	0,63	1,4
0,1	4,75	0,05	0,04	0,02	0,6	7,58	100,1	2,41	47,5	16,8	0,3	3,02
<0,05	4,08	не опр.	<0,05			8,07	99,99	2,25	51	15,9	0,3	2

Химический состав и отношение оксидов как
Учуро-Майского прогиба, кандыкская

Порода	№ слоя	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Песчаник олигом.-кварц.	сл. 1	14-5092	73,87	0,34	13,02	1,89	0,75	0,01	1,07	0,61
Песчаник олигом.-кварц.	сл. 1	14-5093	68,95	0,19	7,94	0,61	0,21	0,05	0,77	7,85
Песчаник кварцев.	сл. 1, г	15-5104	74,72	0,16	3,25	0,54	0,57	0,02	3,46	6,19
Песчаник кварцев.	сл. 3	15-5108	88,21	0,11	1,8	0,32	0,43	0,03	1,3	2,28
Песчаник глаукон.		1	75,25	0,36	12,01	2,35		0,01	1,6	0,38
Песчаник кварц.		2	92,36	0,12	2,65	2,36		0,01	0,1	0,09

Таблица 10.2

фациальных показателей в верхнем рифее
свита, р. Кандык, приток р. Мая

Na ₂ O	K ₂ O	S	P ₂ O ₅	SrO	Σ	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$
1,68	4,17	0,13	0,04	0,02	100,8	5,7	2,5	38,3	0,6	2,5
1,68	17	0,15	0,02	0,02	98,58	8,7	10,1	41,8	10,2	2,9
0,2	1,03	0,15	0,02	0,02	100,5	22,9	5,15	20,3	1,8	0,95
0,2	0,55	0,18	0,02	0,02	100,5	49,0	2,8	16,4	1,7	0,74
2,42	3,42		0,14		99,8	6,3	1,4	33,4	0,23	
0,14	1,1		0,07		98,93	34,8	7,8	22	0,9	

Содержание малых и редких
как фациальных показателей
р. Мая, р. Ытырында,

Полевита	Порода	№ слоя	№ обр.	V	Cr	Ba	Rb	Sr	Zr	Co	Ni
				Кларки в глинах, ppm (Turekian, Wedepohl, 1961)							
				130	90	580	140	300	160	19	68
lh3	Аргиллит черный		10-5078	160	72	252	199*	230*	242*	21,4*	21,2*
lh1 сред.	Аргиллит темно-серый	сл. 10	4-5055	171	76,6	264	146*	129*	330*	9,55*	25,9*
lh1 сред.	Аргиллит черный	сл. 5	4-5039	148	56,8	319	151*	144*	315*	7,22*	23,1*
		сл. 5	4-5039	<0,01			106**	153**	226**	5,17**	19,1**
lh1 низ	Аргиллит серый	сл. 1	4-5032	231	74	321	148*	123*	306*	5,76*	24,9*

Примечание. Содержание элемента во фракции <0,001 мм*, во фракции <0,01 мм**.

элементов и их отношений
лохандинской серии,
Учуро-Майский прогиб

В	Zn	Ga	Li	Sr/Ba	B/Ga	B/Li	B/Rb	Ni/Co	V/Co	V/Cr
10	95	19	66							
246*	60,2*	33,1*	198*	0,91	7,98	2,79	1,24	0,99	7,48	2,22
611*	71,9*	39,5*	97*	0,49	15,47	6,3	4,21	2,71	17,9	2,23
547*	87,9*	33,1*	212*	0,45		2,58	3,62	3,19	20,5	2,61
665**	58,3**	43,2**	300**		15,39	2,22	6,27	3,69		
565*	95,8*	32,2*	178*	0,38	17,55	3,17	3,82	4,32	40,1	3,12

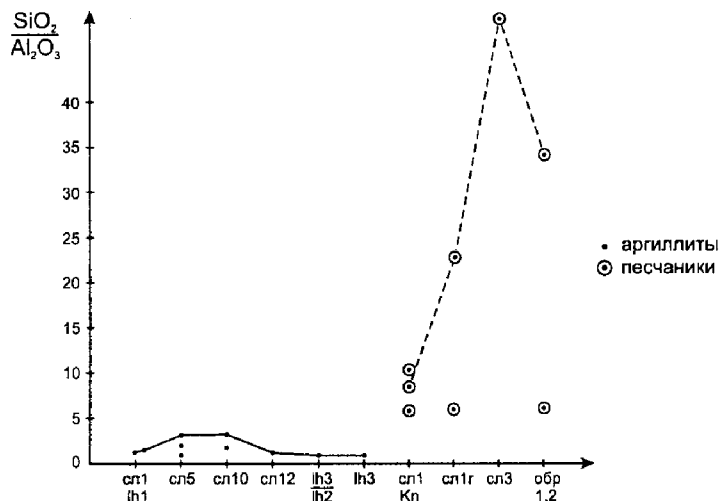


Рис. 10.1. Отношение SiO_2/Al_2O_3 для глинистых отложений лахандинской серии и песчаных породах кандыкской свиты верхнего рифея Учуро-Майского прогиба как показатель выветривания

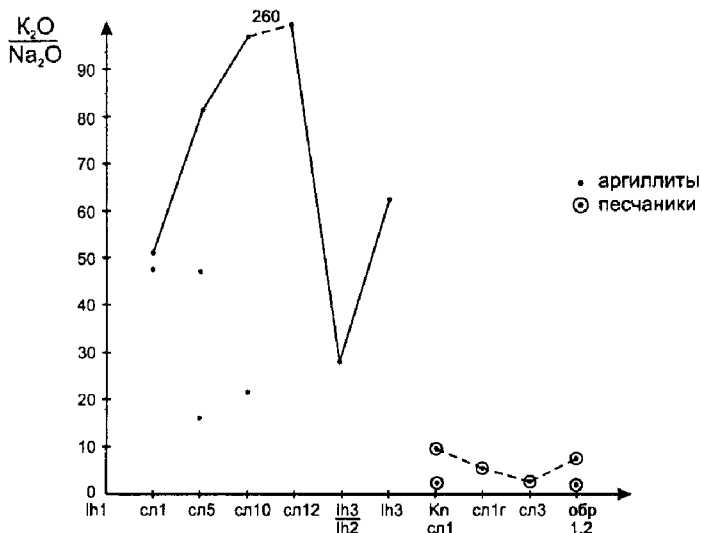


Рис. 10.2. Отношение K_2O/Na_2O в глинистых породах лахандинской серии и песчаных породах кандыкской свиты верхнего рифея Учуро-Майского прогиба как показатель выветривания

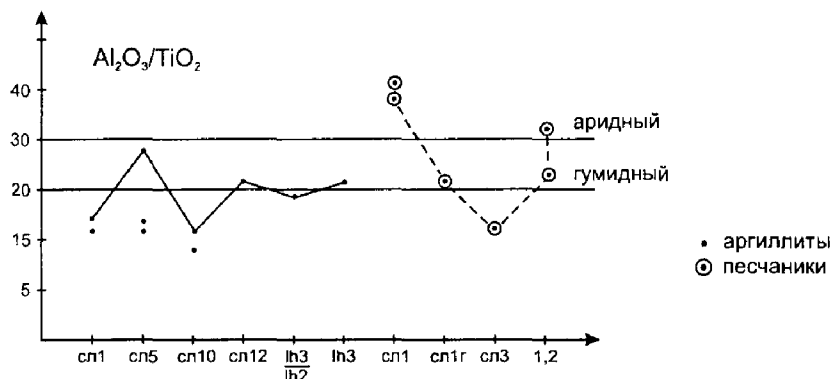


Рис. 10.3. Отношение Al₂O₃/TiO₂ в глинистых породах лахандинской серии и песчаных породах кандыкской свиты верхнего рифея Учуро-Майского прогиба как показатель палеоклимата

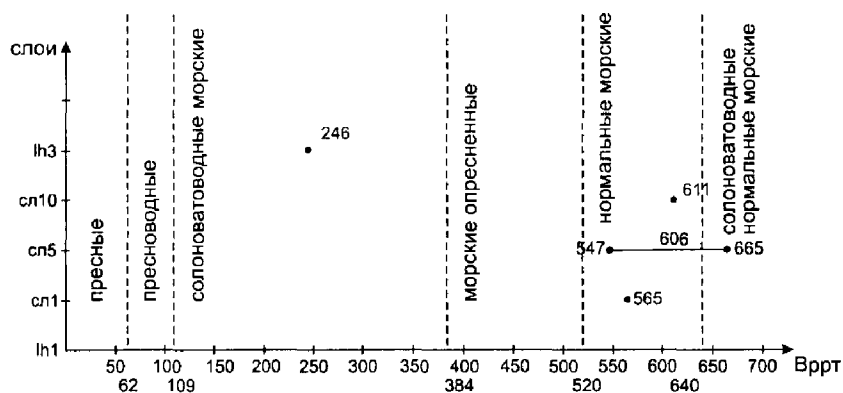


Рис. 10.4. Колебания содержания бора в глинистых породах лахандинской серии верхнего рифея Учуро-Майского прогиба как показатель палеосолености

Содержание Ga в пресноводных отложениях составляет — 17, в солонатоводных — 14 и морских — 8 г/т.

Согласно данным (табл. 10.3, рис. 10.4) содержание бора является хорошим показателем палеосолености. Все данные свидетельствуют о формировании лахандинских глин в нормально морских условиях, слегка опресняясь в нельканское время.

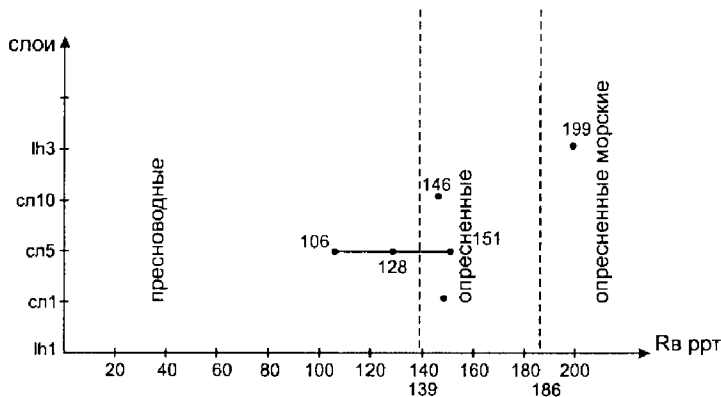


Рис. 10.5. Колебания содержания рубидия в глинистых породах лахандинской серии верхнего рифея Учуро-Майского прогиба как показатель палеосолености

Содержания рубидия (табл. 10.3, рис. 10.5) в лахандинских аргиллитах юрских и меловых отложениях соответствуют по средним значениям пресноводным, близким к опресненным значениям и опресненным морским осадкам (от 106 до 199 г/т). По своим показателям в качестве индикатора палеосолености Rb менее информативен, т. к. менее вариантен, чем В.

В современных морских осадках содержания лития колеблется в пределах 101–286 г/т, в опресненных условиях 53,7–95,6 г/т. Отношение В/Li как индикатора морских отложений повсеместно более 1 соответствует морским показателям.

Содержание V в морских глинах (табл. 10.3) составляет 100–155 г/т, в пресноводных — 4–120 г/т. В аргиллитах лахандинской серии содержание колеблется в пределах 160–231 г/т и может соответствовать морским глинам.

ПРИЛОЖЕНИЕ

**МИКРОФОТОГРАФИИ ПОРОД В ШЛИФАХ
И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ
В ИММЕРСИОННЫХ ПРЕПАРАТАХ**



Рис. 1. Гравелит полимиктовый с песчаным заполнителем и глинисто-железистым цементом порового, контактового и базального типа. Шлиф. Увел. $6,3 \times 2,5$, николь 1. Юра. Западная Сибирь

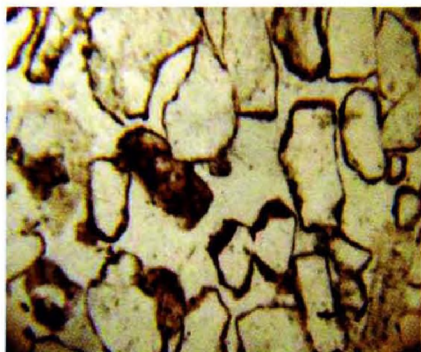


Рис. 2. Аутигенный вторичный кварц, образуя цемент базального, контактового типа выполняет межзерновые каналы, поры, каверны в разнозернистом песчанике, вокруг кластических зерен кварца хорошо видны глинистые каемки. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь

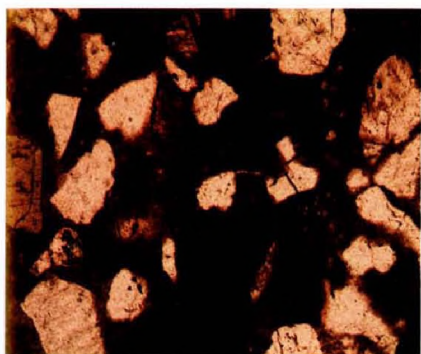


Рис. 3. Песчаник олигомиктового состава с глинистым цементом базального типа. Шлиф. Увел. 10×10 , николь 1. Неоком. Западная Сибирь

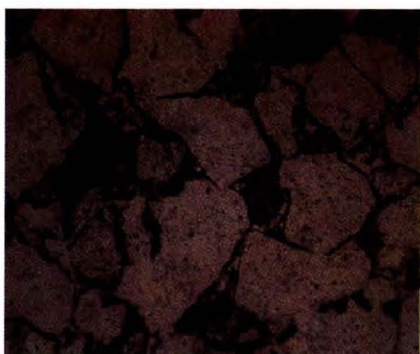


Рис. 4. Песчаник мелко-среднезернистый кварцевого состава с кремнисто-железистым цементом порового и пленочного типа. Цемент пленочного типа образует сетку, в петлях которой расположены кластические зерна, что обуславливает петельчатую структуру. Шлиф. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь. Даниловская площадь

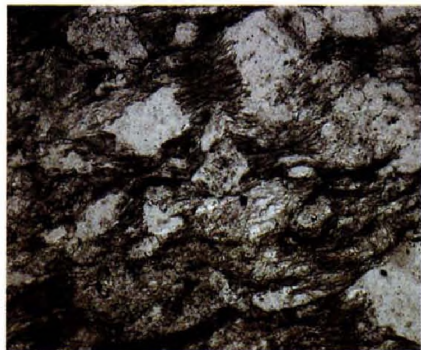


Рис. 5. Песчаник мелко-среднезернистый кварцевый состава с слюдястым цементом, метаморфизованный с элементами лепидобластовой структуры. Шлиф. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточно-Европейская платформа. Кубенская площадь

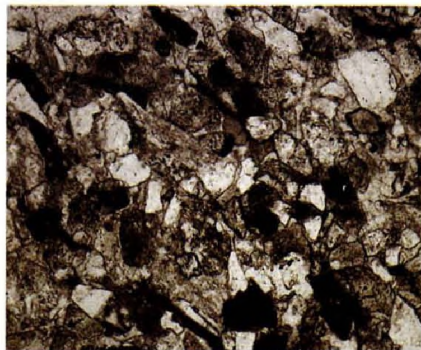


Рис. 6. Песчаник мелкозернистый алевритовый полиаркозный (семейство аркоз) с глинистым цементом порового, пленочного типа. Полевые шпаты и слюды подверглись пелитизации. Структура «зернового потока». Шлиф. Увел. 10×10 , николь 1. Неоком. Западная Сибирь. Ачимовские отложения

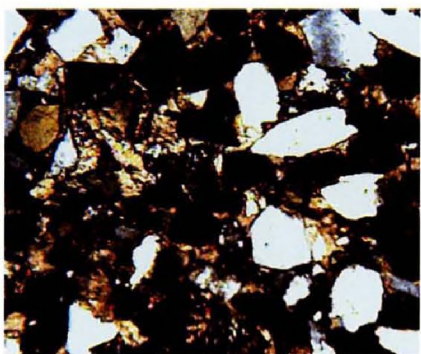


Рис. 7. Песчаник мелкозернистый аркозово-кварцевый с кальцитовым цементом контактового и порового типа. Шлиф. Увел. $6,3 \times 2,5$, николь +. Юра. Западная Сибирь

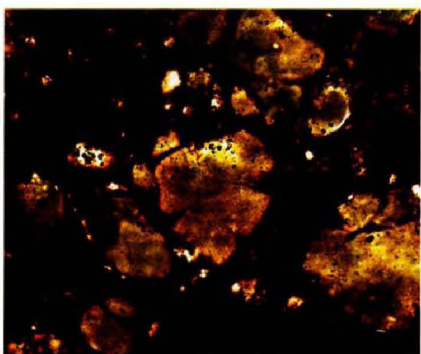


Рис. 8. Глауконитовый песчаник с глинистым цементом базального типа. Шлиф. Увел. 10×10 , николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь

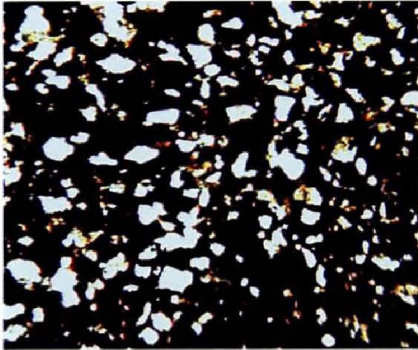


Рис. 9. Алевролит крупнозернистый кварцевого состава с пиритовым цементом контактового, базального типа. Шлиф. Увел. $6,3 \times 2,5$, николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь

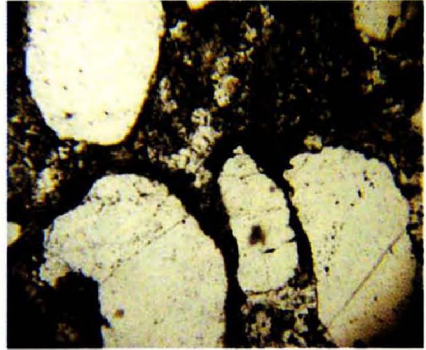


Рис. 10. Песчаник крупнозернистый кварцевого состава с мелкозернистым ангидрито-карбонатным синегнетичным цементом базального типа. Кровля Ботубинского горизонта. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь

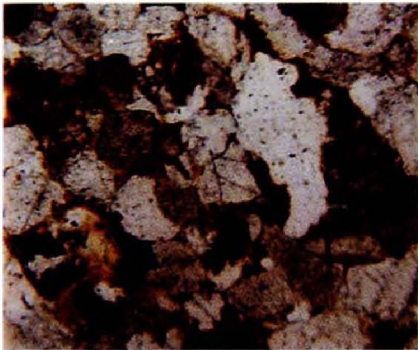


Рис. 11. Песчаник разномзернистый олигомиктового состава с битумным и каолинит-хлоритовым цементом порово-плочного типа. Каолинит и хлорит пигментированы коричневым битумом. Шлиф. Увел. $6,3 \times 2,5$, николь 1. Неоком. Западная Сибирь

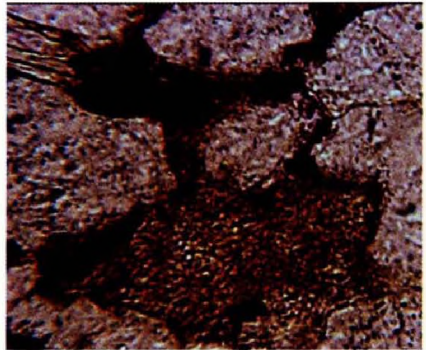


Рис. 12. Каолинитовый и битумный цемент порового типа, коричневый битум пигментирует каолинитовый цемент порового и плочного типа в крупно-среднезернистом кварцевом песчанике. Шлиф. Увел. $6,3 \times 10$, николь 1. Неоком. Западная Сибирь

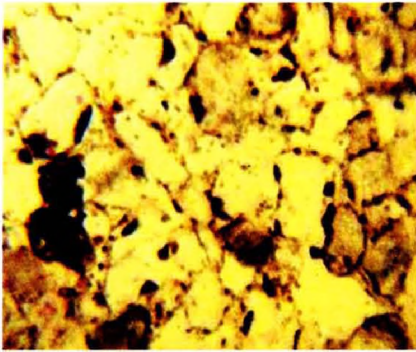


Рис. 13. Песчаник мелкозернистый алевритовый, кварцевого состава, с конформным, вторично-кварцевым и битумным цементом порового и пленочного типа. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь

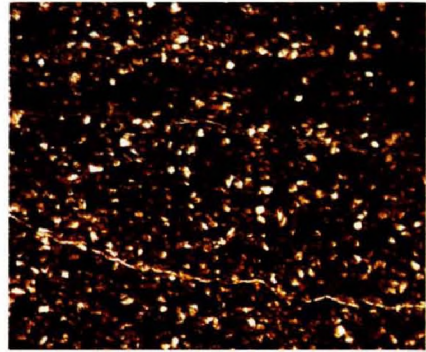


Рис. 14. Аргиллит алевритовый с горизонтальными открытыми трещинами, слабоизвилистыми, участками прерывистые. Шлиф. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь

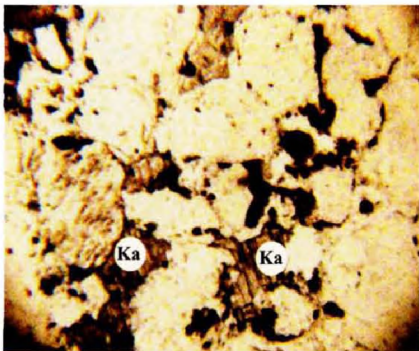


Рис. 15. Песчаник мелко-среднезернистый, с регенерационно-кварцевым, кальцитовым и битумным цементом порового типа. Битум темно-коричневого цвета. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь

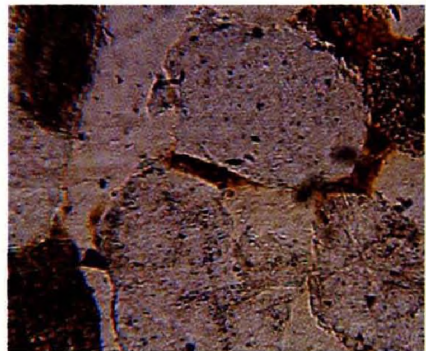


Рис. 16. Песчаник рыхлый, крупно-среднезернистый, олигомиктово-кварцевый, с редким хлорит-каолинитовым и кальцитовым цементом порового типа. Встречаются открытые поры и поры, выполненные коричневым битумом. Шлиф. Увел. $6,3 \times 10$, николь 1. Неоком. Западная Сибирь

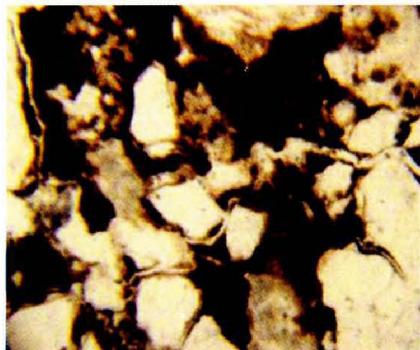


Рис. 17. Глинистый цемент в разнозернистом песчанике контактового, порового, базального типа, пигментирован темно-коричневым битумом. Отмечаются короткие прерывистые разнонаправленные трещины. Шлиф. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь

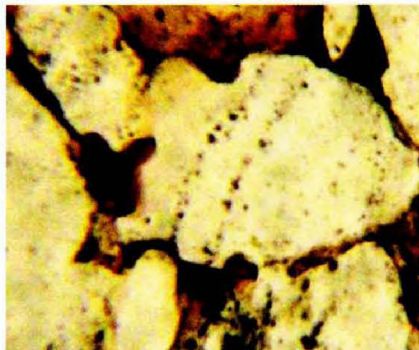


Рис. 18. Песчаник крупнозернистый кварцевый состава с цементом выполнения коричневым битумом пленочного, порового типа. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь

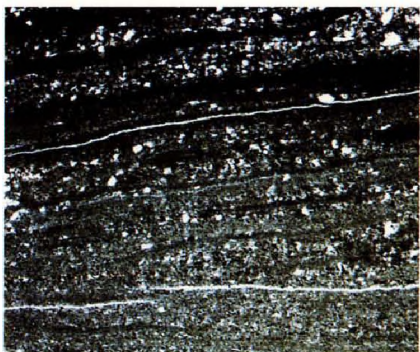


Рис. 19. Аргиллит прослоями железный, алевритовый. Текстура косо волнисто-слоистая. Отмечаются горизонтальные, открытые трещины с элементами сдвига. Шлиф. Увел. 10×10 , николь 1. Венд. Восточная Сибирь

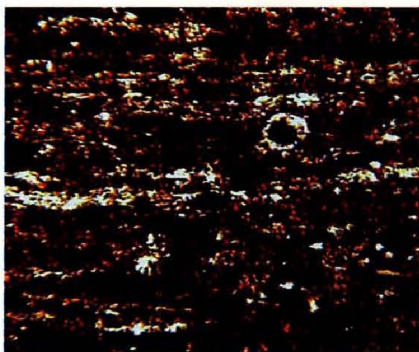


Рис. 20. Аргиллит с редкими кокколитофоридами, скелеты которых по периферии сложены мелкозернистым кальцитом, центральные части — пиритом. Глинистое вещество гидрослюдистого состава, пигментированно красновато-коричневым органическим веществом. Шлиф. Увел. $6,3 \times 10$, николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь

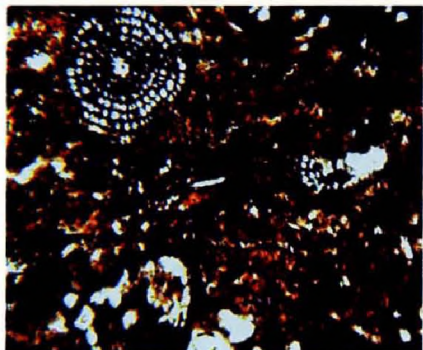


Рис. 21. Аргиллит, интенсивно обогащенный темным красновато-коричневым органическим веществом, с остатками пиритизированных радиолярий. Шлиф. Увел. $6,3 \times 10$, николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь

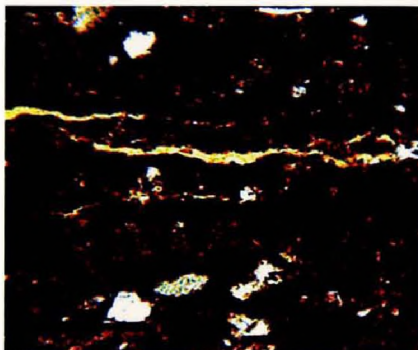


Рис. 22. Горизонтальные трещины, выполненные легким желтым битумом (нефтью) в аргиллите, обогащенном органическим веществом сапропелевого типа. Отмечается примесь песчано-алевритового материала. Шлиф. Увел. $6,3 \times 10$, николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь

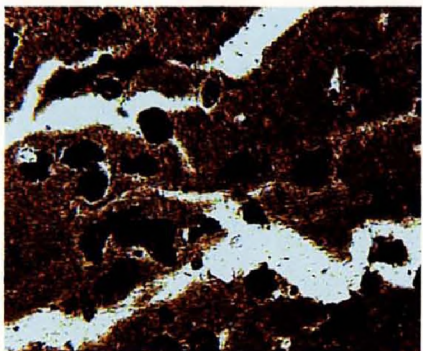


Рис. 23. Аргиллит фосфатезированный с выделениями сферосидерита, с разветвленной сетью открытых (раздвинутых) трещин. Шлиф. Увел. $6,3 \times 2,5$, николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь



Рис. 24. Аргиллит темно-коричневый, обогащенный органическим веществом гумусово-сапропелевого типа с реликтами кремнистых радиолярий, с микрослойистой текстурой. Шлиф. Увел. $6,3 \times 2,5$, николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь

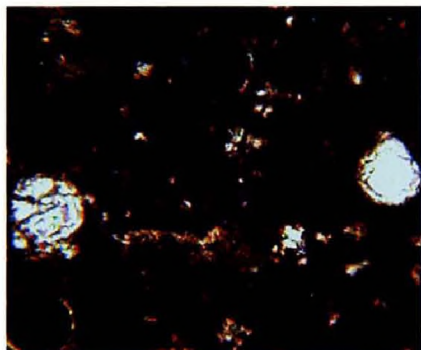


Рис. 25. Аргиллит темно-коричневый, интенсивно обогащенный органическим веществом сапропелевого типа, пиритизированный, с редкими кокколитами, скелеты которых сложены опалом и кварцем. Шлиф. Увел. $6,3 \times 25$, николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь

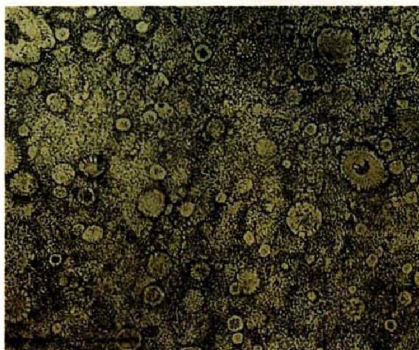


Рис. 26. Яшма. Порода состоит из органических остатков, представленных скелетами радиолярий. Они выполнены криптокристаллическим кварцем. Цемент состоит из тонкодисперсного гематита и кремнистого вещества. (По Ю. И. Половинкиной). Шлиф. Увел. 8×10 , николь 1

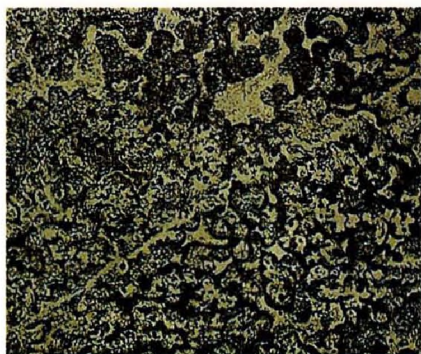


Рис. 27. Докембрийский фтанит. (По Ю. И. Половинкиной). Основная масса породы состоит преимущественно из опала, реже микрозернистого кварца. Структура глобулярная. Шлиф. Увел. 8×10 , николь 1



Рис. 28. Вторичные поры выщелачивания в водорослевом (мутовчатом) известняке. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция

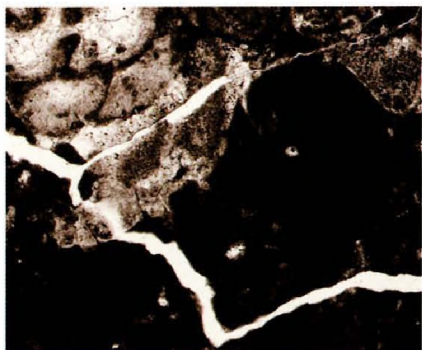


Рис. 29. Разнонаправленные открытые трещины в водорослевом мутовчато-шамовелловом известняке. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция



Рис. 30. Минеральная трещина, выполненная мелкозернистым кальцитом, сечет обломок мшанки в органогенном известняке. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция

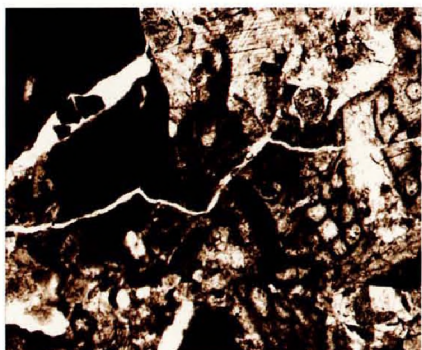


Рис. 31. Открытые трещины самой последней молодой генерации рассекают водоросли и обломки мшанок в водорослево-органогенно-детритовом известняке. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция



Рис. 32. Регенерационный кальцитовый цемент вокруг члеников криноидей в органогенно-водорослевом известняке. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция

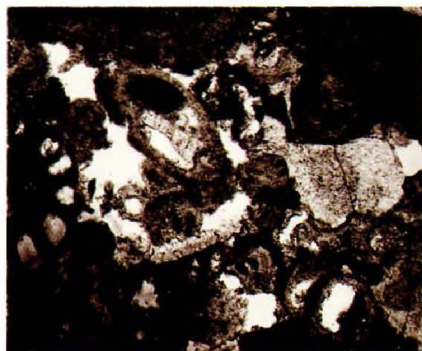


Рис. 33. Вторичные поры выщелачивания в органогенно-водорослево-известняке. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция



Рис. 34. Гастропода в органогенно-детритовом, сцементированном тонкозернистым кальцитом известняке. Тип цемента базальный. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция

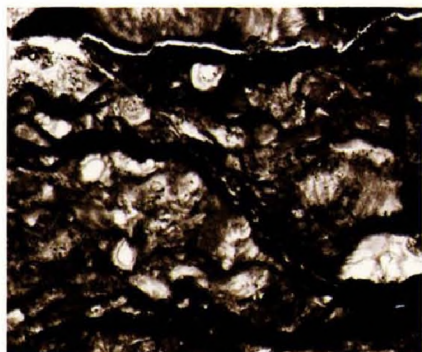


Рис. 35. Открытые трещины проходят внутри стилолитов в органогенно-водорослево-детритовом известняке. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция



Рис. 36. Темно-коричневый битум пигментирует кальцит органических остатков. Отмечается в виде примазок на стенках пор и каверн в органогенно-детритовом известняке с базальным и поровым цементом кальцитового состава. Хорошо видны двойники в базальном кальцитовом цементе. Шлиф. Увел. 20×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция



Рис. 37. Открытая трещина самой молодой генерации располагается внутри стилолита, выполненного глинисто-органическим веществом с примесью пирита, мелкоалевритового кварцевого материала в водорослевом известняке. Шлиф. Увел. 5×10 , николь 1. Нижняя Пермь. Тимано-Печорская провинция

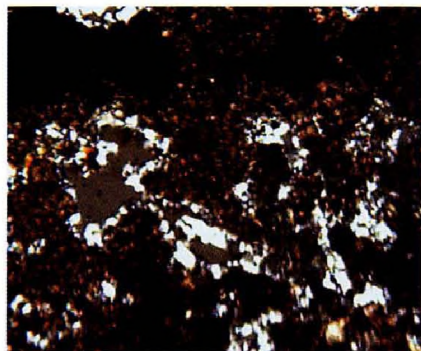


Рис. 38. Сидеритовый железняк, окремненный. Хорошо видна пористо-кавернозная, губчатая структура. Шлиф. Увел. $6,3 \times 2,5$, николь +. Верхняя Юра. Западная Сибирь

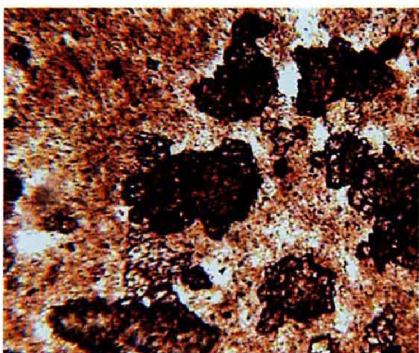


Рис. 39. Фосфат с сидеритом, с открытыми порами. Шлиф. Увел. $6,3 \times 10$, николь 1. Верхняя Юра. Западная Сибирь

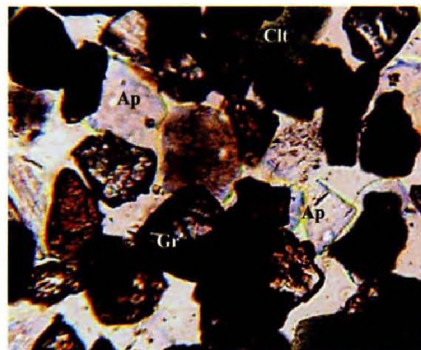


Рис. 40. Лейкоксен (Lei) — 20,9%, гранат (Gr) — 19,2%, хлорит (Clt) — 5,0%, апатит (Ap) — 31,0%. Увеличение 10×6,3



Рис. 41. Лейкоксен (Lei) — 53,8%, циркон (Zr) — 15,0%, хлорит (Clt) — 0,3%. Увеличение 6,3×10



Рис. 42. Лейкоксен (Lei) — 38,4%, циркон (Zr) — 11,6%, хлорит (Clt) — 13,2%, апатит (Ap) — 16,7%. Увеличение 10×6,3

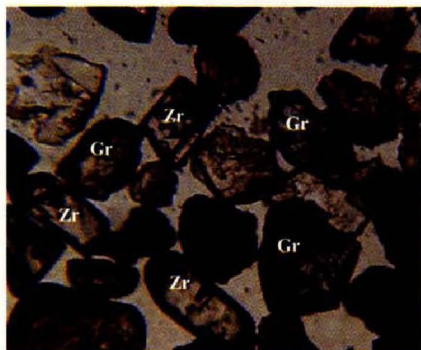


Рис. 43. Циркон (Zr) — 32,1%, гранат (Gr) — 26,3%. Увеличение 6,3×10

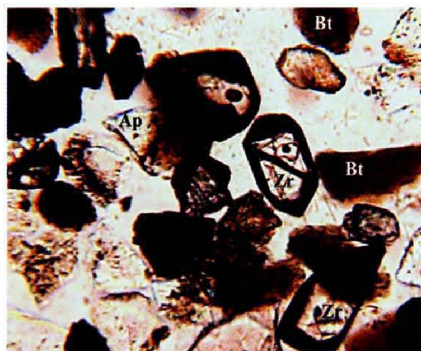


Рис. 44. Циркон (Zr) — 9,3%,
апатит — 28,4%,
биотит — 22,0%.
Увеличение $6,3 \times 10$

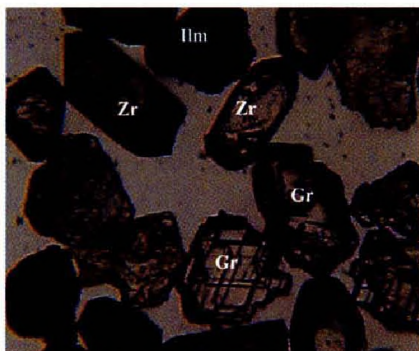


Рис. 45. Циркон (Zr) — 30,6%,
гранаты черепитчатые — 32,7%,
черные рудные минералы — 32,9%.
Увеличение $6,3 \times 10$



Рис. 46. Циркон (Zr) — 36,2%,
лейкоксен (Lei) — 31,5%,
гранат (Gr) — 2,8%.
Увеличение $6,3 \times 10$

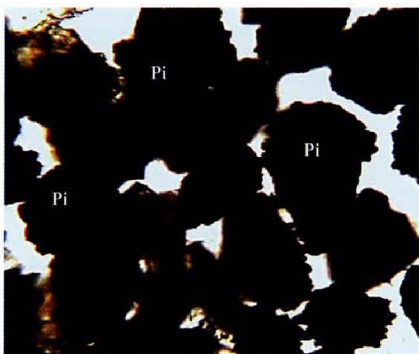


Рис. 47. Пирит (Pi) — 97,4%.
Увеличение $6,3 \times 10$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методическое руководство направлено на решение практических задач, связанных с нефтяной геологией, с изучением пород-коллекторов и флюидоупоров в терригенных, карбонатных и кремнистых породах, а также для выделения по литологическим признакам, сопоставленным с геофизическими, сейсмическими и промысловыми данными, перспективных зон нефтегазонакопления. Литолого-петрографические исследования позволяют определить седиментационные и постседиментационные процессы, происходящие при формировании структурных и неструктурных ловушек.

В методическом руководстве рассмотрены классификации обломочных, глинистых, кремнистых и карбонатных пород. Отмечается их вещественный состав, структурно-текстурные особенности, состав, количество и тип цемента, присутствие ОБ (битумов), органических растительных остатков, пор, каверн, трещин. В описании глинистых пород уделено внимание методике изучения их экранирующих свойств. Представлен порядок описания пород в шлифах.

Преимущество представленных в методическом руководстве классификаций осадочных пород состоит в простоте и удобстве их использования при практической диагностике.

Обломочные породы являются главнейшими резервуарами месторождений нефти и газа. В коллекторах с пористостью более 10% (со средней, высокой и очень высокой пористостью) содержится более 60% углеводородов. В Западно-Сибирской, Волго-Уральской, Тимано-Печорской и других провинциях основные нефтегазонасные комплексы связаны с обломочными породами. Изучение литолого-петрографического состава, пористости и проницаемости

пород позволяет находить коллекторы в обломочных отложениях, прогнозировать месторождения.

Изучение акцессорных терригенных минералов позволяет выделить терригенно-минералогические провинции, наметить береговые линии, дельтовые и авандельтовые комплексы, конседиментационные поднятия, в которых возможно формирование ловушек углеводородов. Изучение аутигенных минералов позволяет выявить геохимические процессы, происходящие вокруг залежей углеводородов.

В последнее время большое внимание уделяется кремнистым породам и их коллекторским свойствам. Найдены зоны нефтегазо-накопления на севере Сахалинского бассейна, в том числе Окружная. Глобулярная форма кристобалитового кремнезема обеспечивает емкостное пространство для аккумуляции углеводородов, а трещиноватость в кремнистых породах обеспечивает их фильтрацию.

Карбонатные породы, как известно, также являются весьма важным объектом для поисков в них залежей нефти и газа.

В работе приведены современные представления об основных типах карбонатных пород и их генезисе, рассмотрены постседиментационные преобразования в них и роль этих преобразований в формировании емкостного пространства карбонатных пород-коллекторов. Показана роль трещин в фильтрационных процессах, предложен экспресс-метод для определения трещинной проницаемости и пористости, основанный на многолетнем изучении закономерностей развития трещиноватости как по шлифам, так и по обнажениям.

Разработан метод «Больших шлифов», который позволил получить более полную информацию по следующим вопросам: 1) о вещественном составе пород, их структурно-текстурных особенностях; 2) о литолого-фациальных условиях образования осадков, их вторичных диагенетических и катагенетических преобразованиях, оказавших влияние на формирование коллекторских свойств пород; 3) определить структуру пустотного пространства, к которому относятся поры, каверны, трещины; последовательность их образования, выделить генерации пор, каверн и трещин (эффективных, неэффективных); 4) установить последовательность образования вторичных постседиментационных преобразований; 5) определить параметры трещиноватости: плотность трещин, трещинную пористость, тре-

щину проникновенности; 6) выделить типы коллекторов с использованием данных физики пласта (открытой пористости, газопроницаемости) и полученных данных о пористости и трещиноватости по шлифам; 7) составить модель простого порового и сложного трещинного типа коллектора. Разработан специальный экспрес-метод определения трещинной проницаемости и пористости. Даны расчетные таблицы и графики зависимости трещинной пористости и проницаемости от раскрытия трещин и их густоты. В результате подсчета параметров пористости и трещинной проницаемости представлена модель сложного порово-трещинного типа коллектора.

Уделяется внимание факторам литогенеза и их роли в формировании емкостных и фильтрационных свойств осадочных пород. Впервые в лаборатории физики пласта ВНИГРИ рассмотрены деформационные процессы (упругие и пластические) в терригенных и карбонатных породах и их влияние на коллекторские свойства пород, происходящие при разработке месторождений нефти и газа.

Показана возможность применения литолого-геохимических методов для количественной оценки находящегося в породе органического вещества и битумов, рассматривается их взаимоотношение со вмещающей породой с целью выделения нефтегенерирующих пластов и пластов-резервуаров. Показана возможность с помощью расчета баланса привноса-выноса элементов на древних ВНК реконструировать процесс формирования и разрушения залежи, тем самым восстановить ее онтогенез.

В методическом руководстве приведена также система расчетов петрохимических и геохимических параметров, разработанная на основе теоретических представлений академика Б. Б. Польнова, и позволяющая определять не только особенности состава пород, но и фациальные условия, при которых они отлагались, палеоклиматическую обстановку осадконакопления и палеосоленость бассейна.

Авторы надеются, что данная работа поможет специалистам решать практические задачи в области нефтяной геологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Батурин В. П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.: Гостоптехиздат, 1947.
2. *Белонин М. Д., Белоновская Л. Г., Булач М. Х., Гмид Л. П. и др.* Карбонатные породы-коллекторы фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России и ее сопредельных территорий. СПб.: Недра, 2005.
3. *Булач М. Х., Гмид Л. П.* Карбонатно-кремнистые породы — новый объект поисков залежей углеводородов в Тимано-печорской провинции // Закономерности размещения коллекторов сложного строения и прогноз нефтегазоносности. Л., 1985.
4. *Булач М. Х., Гмид Л. П., Белоновская Л. Г.* Роль трещиноватости при изучении сложных порово-трещинных коллекторов // Нефтяная литология. Неструктурные ловушки и нетрадиционные типы коллекторов. СПб.: Недра, 2004. С. 167–182.
5. *Верзилин Н. Н.* Об основных принципах классификаций осадочных пород // СПб общество естествоиспытателей. Серия 2. Т. 85. 2000. С. 21–45.
6. *Заварицкий В. А.* Петрография. Т. II: Осадочные и метаморфические породы. Л.: Горный институт им. Г. В. Плеханова, 1969.
7. *Ивановская А. В.* Вторичные изменения состава олигомиктовых кварцевых комплексах позднего докембрия Сибирской платформы в седиментолитогенезе // Методы оценки сложных коллекторов ВНИГРИ. Л., 1988. С. 121–128.
8. *Ивановская А. В.* Седиментогенез кварцевых комплексов докембрия Сибирской платформы и их нефтегазоносность // Тезисы V Всероссийской литологической конференции. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. С. 270–271.
9. *Казанский Ю. П., Белоусов А. Ф., Петров В. Г. и др.* Осадочные породы, Классификация, характеристика, генезис. Новосибирск: Наука, 1987.
10. *Кейт М. Л., Дейгенс Э. Т.* Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков // Геохимические исследования. М., 1961. С. 56–84.
11. *Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и западного Верхоянья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63. М., 1963.

12. *Лебедева Г. В.* Литологические особенности кыновского горизонта Печорской впадины в связи с его экраняющими свойствами // Труды ВНИГРИ. Вып. 326: Литологическое изучение коллекторов нефти и газа. Л., 1973.
13. *Маргулис Е. А.* Условия формирования и специфика коллекторов нефтеносной кремнистой формации Сахалина. Доклады международной конференции. СПб., 1998. С. 236–238.
14. Методические рекомендации по изучению и прогнозу коллекторов нефти и газа сложного типа / Ред. М. Х. Булач, Л. Г. Белоновская. Л., 1989.
15. *Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф., Окнова Н. С. и др.* Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1984.
16. *Мильнер Г. Б.* Петрография осадочных пород. Руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. М.: Недра, 1968.
17. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981.
18. *Платонов М. В., Тугарова М. А.* Петрография обломочных и карбонатных пород. Учебно-методические пособие. СПб., 2004.
19. *Ронов А. Б., Гирич Ю. Н., Казаков Г. А.* Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах // Геохимия. 1966. № 7. С. 763–776.
20. *Ронов А. Б., Мегдисов А. А.* Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессе выветривания и осадконакопления // Геохимия. 1965. № 8. С. 131–153.
21. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Учение об осадочных породах / Под ред. Е. В. Рухиной. Л.: Недра, 1969.
22. *Сахибгареев Р. С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989.
23. *Шванов В. Н., Фролов В. Т., Сергеева Э. И. и др.* Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб., 1998.
24. *Смехов Е. М.* Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. Л.: Недра, 1974.
25. Справочник по литологии / Под ред. Н. Б. Вассоевича, Н. В. Логвиненко и др. М.: Недра, 1983.
26. Справочное руководство по петрографии осадочных пород / Под ред. Л. Б. Рухина, В. Б. Татарского. Т. I–II. Л.: Гос. научно-техническое изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1958.
27. *Теодорович Г. И.* Учение об осадочных породах (применительно к геологии нефти и газа). Л.: Гостоптехиздат, 1958.
28. *Трегер В. Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968.
29. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1948.