

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова

О. К. Баженова, Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов, В. Е. Хаин

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ НЕФТИ И ГАЗА

3-е издание, переработанное и дополненное

*Рекомендовано УМО
по классическому университетскому образованию
в качестве учебника для студентов вузов, обучающихся
по направлению 020700 «Геология»
и специальности 020305 «Геология и геохимия
горючих ископаемых»*



Издательство Московского
университета 2012

УДК 55:550.4 (075.8)
ББК 26.3:26.30я73
Б16

Печатается по решению Ученого совета
Московского университета

Рецензенты:

доктор геол.-минерал. наук, академик РАН *А.Н. Дмитриевский*
(Институт проблем нефти РАН);
доктор геол.-минерал. наук, профессор *А.Е. Шлезингер*
(Геологический институт РАН)

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е.

Б16 Геология и геохимия нефти и газа: Учебник / О.К. Баженова, Ю.К. Бурлин, Б.А. Соколов, В.Е. Хаин. — 3-е изд., перераб. и доп. — М.: Издательство Московского университета, 2012. — 432 с., ил. — (Классический университетский учебник).

ISBN 978-5-211-05326-7

В учебнике (1-е издание — 2000 г., 2-е издание — 2004 г.) рассматриваются все основные вопросы геологии и геохимии нефти и газа — происхождение, миграция и аккумуляция углеводородов, состав газа, нефти и ее производных и условия их распределения в земной коре. Образование углеводородов рассматривается как повсеместный процесс и естественный результат развития земной коры. Особое внимание уделяется роли флюидодинамических процессов в формировании структур нефтегазоносности осадочных бассейнов. Типизация осадочных бассейнов проводится с позиций современной геодинамики, с использованием новейших представлений о строении земной коры и нелинейности процессов тектогенеза и литогенеза. Рассматривается роль нефти и газа в экономике и топливно-энергетическом балансе страны и мира.

Для студентов университетов, обучающихся по специальности «Геология и геохимия горючих ископаемых».

Ключевые слова: нефть, газ, органическое вещество, углеводороды, нефтематеринские свиты, миграция углеводородов, природные резервуары, коллекторы нефти и газа, породы-флюидоупоры, ловушка, залежи, месторождения нефти и газа, нефтегазоносные бассейны, флюидодинамический режим.

УДК 55:550.4 (075.8)
ББК 26.3:26.30я73

© Издательство Московского университета, 2012
© МГУ им. М.В. Ломоносова, художественное оформление, 2004

ISBN 978-5-211-05326-7

Предисловие

Уважаемый читатель!

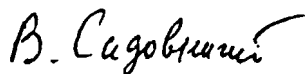
Вы открыли одну из замечательных книг, изданных в серии «Классический университетский учебник», посвященной 250-летию Московского университета. Серия включает свыше 150 учебников и учебных пособий, рекомендованных к изданию Учеными советами факультетов, редакционным советом серии и издаваемых к юбилею по решению Ученого совета МГУ.

Московский университет всегда славился своими профессорами и преподавателями, воспитавшими не одно поколение студентов, впоследствии внесших заметный вклад в развитие нашей страны, составивших гордость отечественной и мировой науки, культуры и образования.

Высокий уровень образования, которое дает Московский университет, в первую очередь обеспечивается высоким уровнем написанных выдающимися учеными и педагогами учебников и учебных пособий, в которых сочетаются как глубина, так и доступность излагаемого материала. В этих книгах аккумулируется бесценный опыт методики и методологии преподавания, который становится достоянием не только Московского университета, но и других университетов России и всего мира.

Издание серии «Классический университетский учебник» наглядно демонстрирует вклад, который вносит Московский университет в классическое университетское образование в нашей стране, и, несомненно, служит его развитию.

Решение этой благородной задачи было бы невозможным без активной помощи со стороны издательств, принявших участие в издании книг серии «Классический университетский учебник». Мы расцениваем это как поддержку ими позиции, которую занимает Московский университет в вопросах науки и образования. Это служит также свидетельством того, что 250-летний юбилей Московского университета — выдающееся событие в жизни всей нашей страны, мирового образовательного сообщества.



*Ректор Московского университета
академик РАН, профессор*

В.А. Садовничий

ПРЕДИСЛОВИЕ

к третьему изданию

Одной из главнейших профилирующих дисциплин высшего нефтегазogeологического образования является курс «Геология и геохимия нефти и газа», опирающийся, с одной стороны, на успехи в познании геологических закономерностей размещения месторождений нефти и газа в земной коре, а с другой — на достижения в области органической геохимии, рассматривающей весь путь преобразования исходного органического вещества в литосфере и формирования состава нефти и газа. Курс представляет собой научно-прикладную дисциплину, в задачу которой входит рассмотрение теоретических основ генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в виде залежей и месторождений в целях выработки геологических критериев, контролирующих пространственное распространение скоплений нефти и газа на Земле.

Курс «Геология и геохимия нефти и газа» вместе с такими учебными дисциплинами, как «Нефтегазоносные бассейны России и зарубежных стран», «Методики поисков и разведки месторождений нефти и газа», «Нефтяная литология» и др., составляет основу самостоятельного раздела наук о Земле, названного академиком И.М. Губкиным «учением о нефти» (1932). В основу книги «Учение о нефти» (1932) был положен цикл лекций, прочитанных И.М. Губкиным в 1922–1930 гг. студентам Московской горной академии. Первым учебником на эту тему в России явился труд К.П. Калицкого «Геология нефти» (1921), созданный на основе лекций, прочитанных студентам Петербургского горного института.

Первые учебники, начиная с книг И.М. Губкина и К.П. Калицкого, назывались «Геология нефти», хотя элементы газовой геологии и геохимии в них присутствовали. Необходимо упомянуть три издания учебника И.О. Брода и Н.А. Еременко «Основы геологии нефти и газа» (1950, 1953, 1957), а также учебники Н.А. Еременко «Геология нефти и газа» (1961, 1968), К. Бека, И.В. Высоцкого «Геология нефти и газа» (1972), В.В. Семеновича, И.В. Высоцкого, Ю.И. Корчагиной и др. «Основы геологии горючих ископаемых» (1987). Только в конце 80-х годов в названии учебника для геологов-нефтяников появляется слово «геохимия». В 1993 г. вышел в свет учебник А.А. Бакирова, М.В. Бордовской, В.И. Ермолкина и др. «Геология и геохимия нефти и газа».

Настоящий учебник отвечает программе курса для студентов, обучающихся по специальности «Геология и геохимия нефти и газа» государственных университетов. В нем геология нефти и газа рассматривается как фундаментальная проблема естествознания, решение которой имеет большое практическое значение, показана связь дисциплины с другими направлениями геологической науки, подчеркивается увеличение роли геохимии и химии нефти в развитии геологии нефти и газа. Прослеживается ход преобразований органического вещества и связь его состава с эволюцией биосферы, последовательное изменение его от исходных биопродуцентов до углеводородов нефти, пути и механизмы превращений биологических систем в геологические объекты, их преобразование в диагенезе и катагенезе.

Третье, переработанное и дополненное издание учебника отличается большей четкостью и более подробным изложением некоторых разделов. Расширены главы, касающиеся миграции, формирования скоплений нефти и газа, нефтегеологическое районирование проведено с позиций современных тектонических концепций, приведены новые данные по запасам и ресурсам.

При написании учебника использованы опубликованные отечественные и зарубежные работы, а также оригинальный материал и разработки авторов.

За критические замечания и пожелания авторы будут весьма признательны. Просьба направлять их по адресу: 119992, ГСП, Москва, Воробьевы горы, МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.

Существование человечества в XXI в. будет обеспечиваться энергией в основном за счет горючих ископаемых, и прежде всего нефти и газа при гораздо меньшей роли других источников. Это определяет необходимость развития новых путей поисков, разведки и разработки месторождений углеводородов. Новые представления о формировании этих полезных ископаемых с учетом перманентной генерации углеводородов, в том числе на больших глубинах, являются основными, на чем и построен учебник.

Нефтегазоносность Земли рассматривается как феноменальное следствие развития ее геосфер, а нефтегазообразование — частный случай дефлюидизации осадочных пород. Нефтеобразование представлено как фундаментальная проблема естествознания, тесно связанная с происхождением и эволюцией жизни на Земле и с развитием ее оболочек. Нефть рассматривается в разных аспектах: 1) как горючее полезное ископаемое, 2) как природный углеводородный раствор — единственный неводный раствор на Земле, 3) как жидкий гидрофобный продукт фоссилизации органического вещества, несущий информацию о биосферах прошлых геологических эпох.

Нефтеобразование представляется как сложный автоколебательный процесс, сопровождающий осадочное породообразование. Этот процесс саморазвивающийся, он обеспечен энергией, заложенной в самом органическом веществе, и внутренним теплом Земли.

На основе достижений в биогеохимии и геохимии за последние 20 лет с учетом последних представлений об эволюции биосферы рассматривается трансформация исходного вещества биоценозов в ископаемое органическое вещество (ОВ) осадочных пород, в микронепть и нефть. С использованием принципа актуализма оценивается обстановка, наиболее благоприятная для накопления высокопотенциального ОВ. Показано, что естественными телами, где протекают (или протекали) процессы нефтегазогенерации, являются нефтегазоматеринские свиты. Они со своим потенциалом рассматриваются с позиций учения о формациях в сочетании с иерархией уровней организации вещества геологических объектов последовательно от индивидуальных углеводородов ОВ до углеводородной (УВ) сферы.

В книге прослеживается эволюция органического вещества и связь его состава с эволюцией биосферы, его последовательное

изменение от исходных биопродуцентов до углеводов нефти, пути и механизмы превращений биологических систем в геологические объекты, их преобразование в диагенезе и катагенезе.

На основе современных геотектонических концепций показано, что само возникновение и развитие бассейнов отражает циклы развития Земли, смену режимов этого развития. Основные черты строения осадочных бассейнов и их нефтегазоносность определяются особенностями строения коры и литосферы и влиянием глубинных процессов.

На примере бассейнов разного генетического типа и возраста устанавливается связь состава нефтей и газов с катагенетической зональностью осадочного бассейна.

Все процессы нефте- и газообразования рассматриваются как характерные черты определенных этапов существования осадочных бассейнов, прослеживается путь становления бассейна нефтегазоносным.

С позиций современной геодинамики, с использованием новейших представлений о строении земной коры дается типизация осадочных бассейнов, рассматриваются особенности их строения, типизация их по режимам развития. Основной упор делается на взаимосвязь всех процессов, протекающих в осадочных толщах и ОВ, с режимом развития осадочного бассейна.

Рассмотрение основных процессов формирования нефтегазоносности осадочных бассейнов производится с учетом последних представлений о литогенезе и нелинейном преобразовании ОВ и свойств осадочных пород, а также характера тектонического режима и особенностей гидродинамики осадочного бассейна. Обращено внимание на изменение состава и свойств как природных резервуаров, так и углеводородных систем в различных термобарических условиях, в том числе и на больших глубинах.

Принципиально новым является представление о решающей роли флюидодинамических процессов в развитии осадочных бассейнов, выделены критические рубежи изменения свойств пород, усиления и ослабления флюидогенерации и флюидодинамики на определенных этапах тектоно-седиментационных циклов. Выявлена роль флюидных потоков как тепломассоносителей, их роль в нефтегенерации, перемещении УВ, в создании фильтрационно-емкостных свойств природных резервуаров, в формировании и разрушении их залежей.

Рассматриваются условия формирования скоплений нефти и газа в разных типах нефтегазоносных бассейнов, закономерности формирования и размещения месторождений, их тектоническая и литолого-стратиграфическая приуроченность к нефтегазонос-

ным комплексам. Приводятся краткие сведения о запасах нефти и газа, топливно-энергетических ресурсах, их распределении в мире, распределении нефти и газа по странам, по стратиграфическому разрезу. Прослеживается неравномерность и избирательность размещения основных запасов энергетического сырья, динамика его добычи на различных территориях и в акваториях. Подчеркиваются те проблемы геологии нефти и газа, решение которых будет способствовать более рациональному и экономически выгодному комплексному использованию этих полезных ископаемых.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ

1.1. НЕФТЬ И ГАЗ — ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть, газ и природные продукты преобразования нефтей (мальты, асфальты, асфальтиты и др.), находящиеся в недрах, представляют собой сложную систему растворенных друг в друге органических компонентов, включающих сотни индивидуальных соединений. Нефть, природный газ и их природные производные — горючие полезные ископаемые — природные образования, которые могут быть источником тепловой энергии. Горючие полезные ископаемые служат ценнейшим топливом, а чтобы вещество являлось таковым, оно должно обладать достаточно высокой теплотой сгорания, быть распространенным, продукты его горения должны быть летучими, чтобы не затруднять процесс горения и не быть вредными и ядовитыми для людей. В зависимости от агрегатного состояния горючие ископаемые подразделяются на твердые, жидкие и газообразные. Агрегатное состояние определяет способы добычи и использования их в качестве источника энергии. Горючие ископаемые также являются ценным сырьем для химической промышленности, это в первую очередь касается нефти. Фраза Д.И. Менделеева: «Нефть ведь не топливо, можно топить и ассигнациями», — в настоящее время стала особенно актуальна.

Главное свойство горючих полезных ископаемых — способность гореть, поэтому их элементный состав в общем сходен: главные элементы — углерод, водород и гетероэлементы (кислород, азот, сера), соотношение последних определяет вид или тип горючих полезных ископаемых и их свойства.

Органическое вещество горючих ископаемых состоит из огромного числа родов молекул, его можно назвать гетеромолекулярным. В отличие от химически индивидуальных веществ, состоящих из одинаковых молекул и обладающих постоянными свойствами, для гетеромолекулярных веществ характерно непостоянство их свойств. Гетеромолекулярные вещества не имеют определенных точек кипения и отвердевания, эти превращения происходят постепенно. С возрастанием величины молекул их подвижность (летучесть, растворимость) уменьшается.

Для исследования горючих полезных ископаемых приемы и методы классической химии недостаточны, поскольку в ней изучаются химически индивидуальные вещества и не учитывается зависимость свойств от дисперсной структуры (Веселов, 1955). При изменении внешних условий (температуры, давления и др.) в веществе горючих ископаемых происходят химические реакции, при которых молекулы реагируют пропорционально их концентрациям и активностям; это групповые реакции, приводящие не к химически индивидуальным продуктам, а к смеси неопределенно большого числа родов молекул. Для горючих ископаемых в природе ведущую роль играют такие типовые реакции, которые могут быть сведены к двум простейшим типам: ассоциации-диссоциации и окислению-восстановлению. Напряженность и продолжительность протекания реакций ассоциации-диссоциации и окисления-восстановления приводят к разнообразию горючих ископаемых.

Для изучения горючих ископаемых используется большое количество аналитических методов. Наравне с традиционными методами фундаментальных наук (химии и физики) применяются петрографические, минералогические методы и др. В последние годы в практику исследования горючих ископаемых внедрились новые методы: электронная микроскопия, ядерно-магнитный резонанс, хромато-масс-спектрометрия.

Классические работы Г. Потонье положили начало классификации горючих полезных ископаемых, для которых он ввел термин «каустобиолиты» (каустос — горючий, биос — жизнь, литос — камень), т.е. горючие камни биогенного генезиса. Для углей и горючих сланцев, а также твердых природных продуктов преобразования нефти (нафтидов) это и справедливо, но такое определение вряд ли соответствует основным горючим полезным ископаемым — нефти и горючему газу.

По типам исходных биопродуцентов и с учетом химической структуры тканей все концентрированные формы ОВ были подразделены на: 1) сапропелиты, образующиеся за счет фитозоопланктона (жиры, белки, хитин); 2) гумиты, формирующиеся за счет остатков высшей наземной растительности (углеводы и лигнин); 3) липтобиолиты, исходный материал которых представлен наиболее стойкими к разложению тканями высших растений (воски, смолы, кутикулы).

Термин «каустобиолиты» был распространен на нефть и ее природные производные, которые отнесены к классу липтосапропелитов. Впоследствии все каустобиолиты разделили на каустобиолиты угольного ряда (угли, торф, антрацит, сапропелевые угли и др.) и каустобиолиты нефтяного ряда, к которым были отнесены УВ-газы, нефти, мальты, асфальты, озокериты и прочие природные битумы.

Генетическая классификация каустобиолитов

Одна из первых классификаций каустобиолитов была предложена Э.Р. Лиллеем (1938), в которой выделялись «угольная» и «битумная» ветви, но эта классификация основана не на генетических признаках, а на различных, иногда чисто формальных признаках — агрегатном состоянии, растворимости и др. Эта классификация сложна и не нашла широкого использования.

Более приемлемой оказалась классификация каустобиолитов, разработанная В.А. Клубовым (1948), который исходил из положения, что все каустобиолиты имеют сходный элементный состав и что количественные изменения соотношений этих элементов, происходящие в процессе образования и преобразования каустобиолитов, отразятся на соотношениях $C:H$ и $C:(O+N+S)$. Построенная в прямоугольной системе координат диаграмма представляла генетическую классификацию каустобиолитов, в основу которой положены три генетических класса каустобиолитов, выделенные Г. Потонье (гумиты, сапропелиты и липтобиолиты). В.А. Клубов выделил четвертый самостоятельный класс *нефтяных битумов*, к которому отнес газы, нефти и все природные продукты ее преобразования. Сходство элементного состава антрацитов и антракосолитов, обусловленное общностью характера процессов карбонизации гумитов и нефтяных битумов асфальтового ряда, привело В.А. Клубова к необходимости выделения еще одного, пятого класса каустобиолитов — карболитов.

Другой генетической классификацией горючих полезных ископаемых, построенной также по их элементному составу, является схема А.Ф. Добрянского. Она представляет собой треугольную диаграмму, по сторонам треугольника отложено в процентах содержание углерода, водорода и суммы гетероэлементов (кислорода, азота и серы). Все точки, соответствующие элементным составам каустобиолитов разных классов, сгруппированы в две расходящиеся вверх вытянутые линии, отражающие две ветви преобразования единого исходного вещества. Схема превращения сапропелитов от керогена горючих сланцев через оксиасфальты и мальты в нефти, предлагаемая А.Ф. Добрянским (правая ветвь диаграммы), не отвечает действительным соотношениям, существующим в природе. И.О. Брод обратил внимание на то, что генетическую классификацию каустобиолитов вряд ли целесообразно строить на основе элементного анализа, поскольку количественное соотношение атомов углерода и водорода может быть сходное у веществ, имеющих совершенно различное строение и генезис. При этом он отмечает «удачность» генетической классификации В.А. Клубова, построенной также по элементному составу, но, «прибегая к иной системе изображения элементного

состава, можно получить совершенно иной генетический смысл. По Добрянскому, чем глубже превращение, тем глубже расхождение сапропелитов и гумитов, по Клубову, чем глубже превращение, тем ближе сходятся эти ветви» (Брод, 1957).

Генетическая классификация каустобиолитов, в основу которой положены представления о геологических условиях их образования, была создана В.А. Успенским и О.А. Радченко. Схема представляет собой блок-диаграмму (рис. 1.1), которая состоит из двух ветвей: левой, соответствующей каустобиолитам угольного ряда, и правой, отвечающей горючим ископаемым нефтяного (битумного) ряда. Отдельные типы горючих полезных ископаемых изображены на схеме в виде блоков, на торцевой стороне которых дана геохимическая и фациальная обстановки их образования. У основания левой, угольной ветви изображены две основные категории биопродуцентов — высшие растения и низшие организмы. В зависимости от исходного органического вещества и палеобстановки накопления образуются и горючие ископаемые различных типов. Угольная ветвь изображена в виде трех соприкасающихся блоков: гумусовых, гумусо-сапропелитовых и сапропелитовых углей. Нарастание интенсивности катагенетического преобразования показано в виде вертикального подъема ветви.

Правая ветвь схемы отвечает горючим ископаемым нефтяного ряда (от газов до антраксолитов и шунгитов). Генетическая связь их с сапропелитами, отложениями озер и морских водоемов, показана стрелками. Также стрелками показана генетическая связь озокеритов с легкими метановыми нефтями. В средней части правой ветви располагаются продукты гипергенетического изменения нефтей, а в верхней части — продукты катагенеза и метаморфизма нафтидов. Крайне левая и крайне правая части соответствуют наиболее выветрелым разностям как углей, так и нафтидов. И хотя не все ныне известные типы каустобиолитов на этой генетической диаграмме нашли свое место согласно условиям генезиса (просто невозможно на одной схеме представить разнообразие процессов, дающих сходные продукты), эта генетическая классификация наиболее полно отражает суть геологических обстановок углеобразования и битумогенеза.

Горючие полезные ископаемые относятся к органическим породам, подразделяемым на каустобиолиты и акаустобиолиты (мшанковые, птероподовые известняки и др.). До сих пор нет единой общей классификации каустобиолитов, и, видимо, создавать ее по единому принципу невозможно, поскольку при различии исходного ОВ нефти и угля существует ряд переходных форм.

Современные классификации нефтей, газов и твердых нафтидов приводятся в соответствующих разделах.

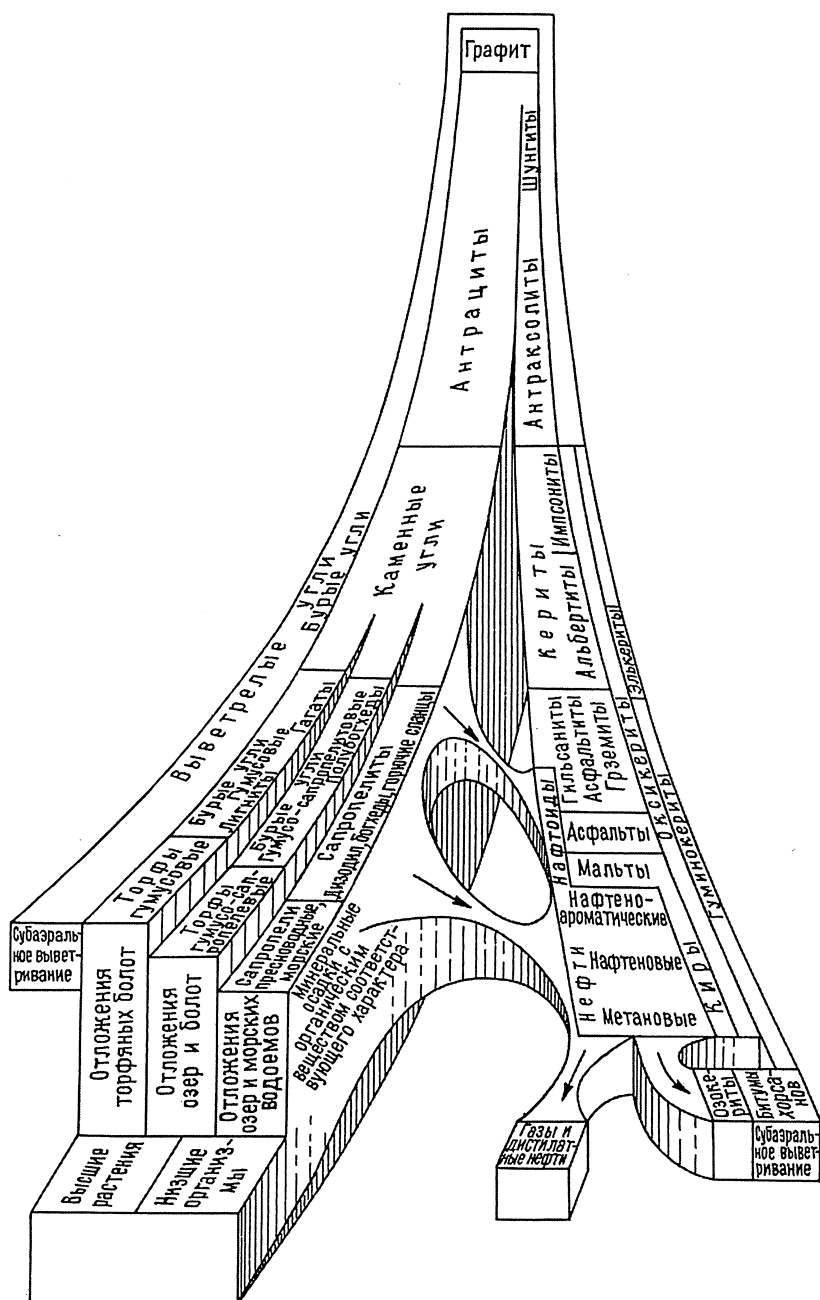


Рис. 1.1. Генетическая классификация каустобиолитов (по Успенскому, Радченко, 1961)

1.2. НЕФТЯНЫЕ СИСТЕМЫ

Нефть — это жидкие гидрофобные продукты процесса фоссилизации органического вещества пород, захороненного в субаквальных отложениях. Это образное определение нефти Н.Б. Вассоевича включает и представление о генезисе нефти. В химическом отношении нефть представляет систему сложного природного углеводородного раствора, в котором растворителем являются легкие углеводороды (УВ), а растворенными веществами — прочие компоненты (тяжелые УВ, смолы, асфальтены). Характерные свойства этой системы — преимущественно углеводородный состав и фазовая обособленность от природных вод — гидрофобность, способность перемещаться в недрах, при этом не смешиваясь с водами, насыщающими горные породы.

В составе нефти обнаружены сотни углеводородов различного строения, многочисленные гетероорганические соединения. Впервые понятие о нефти как о природном УВ-растворе было введено А.Н. Гусевой. Ранее нефть считали сложной смесью природных органических соединений. Существует ли разница между двумя этими понятиями? В растворе не только присутствуют частицы растворенного вещества и растворителя, но и может происходить физическое и химическое взаимодействие частиц растворенного вещества и растворителя. Кроме того, растворы характеризуются *эмергентными*, или вновь появляющимися, свойствами, которые не были присущи исходным компонентам. К эмергентным свойствам нефти как природного раствора относится *солюбилизация*, или сорастворимость.

Основные химические элементы, из которых состоит нефть, — углерод и водород. Содержание углерода в нефти 83–87%, а водорода 11,5–14,5%. Главные компоненты нефти — углеводороды (УВ). Также в ней присутствуют гетероэлементы — кислород (до 4%), азот (до 2%), сера (до 7–8%, обычно меньше) и др. Кроме того, в нефти содержатся многочисленные микрокомпоненты, среди которых по концентрации выделяются ванадий и никель, а также железо, цинк, вольфрам, ртуть, уран и др.

Гетероэлементы входят в состав неуглеводородных соединений — смол и асфальтенов. Содержание смолисто-асфальтеновых компонентов, так же как и гетероэлементов, в целом в нефтях невелико, но их содержание во многом определяет свойства нефтей. *Смолы* — вязкие полужидкие образования, содержащие кислород, азот и серу, растворимые в органических растворителях, молекулярная масса изменяется от 600 до 2000. *Асфальтены* — твердые вещества, нерастворимые в низкомолекулярных

алканах, содержащие высококонденсированные УВ-структуры с гетероэлементами, молекулярная масса асфальтенов варьирует от 1500 до 10 000.

По содержанию асфальтеново-смолистых веществ выделяют нефть малосмолистые (10%), смолистые (10–20%) и высокосмолистые (более 20%), по содержанию серы — малосернистые (до 0,5%), сернистые (0,5–2%), высокосернистые (более 2%).

Важным показателем качества нефти является фракционный состав. В процессе перегонки при постепенно повышающейся температуре из нефти отгоняют части — фракции, отличающиеся друг от друга пределами выкипания. При атмосферной перегонке получают следующие фракции: выкипающие до 350 °С — светлые дистилляты: н.к. (начало кипения) — 140 °С — бензиновая фракция; 140–180 °С — лигроиновая (тяжелая нафта); 140–220 °С — керосиновая фракция; 180–350 °С (220–350 °С) — дизельная фракция (легкий газойль, соляровый дистиллят).

В последнее время фракции, выкипающие до 200 °С, называют легкими, или бензиновыми, от 200 до 300 °С — средними, или керосиновыми, выше 300 °С — тяжелыми, или масляными. Все фракции, выкипающие до 300 °С, называют светлыми, остаток после отбора светлых дистиллятов (выше 350 °С) называется мазутом. Мазут разгоняют под вакуумом, при этом получают следующие фракции в зависимости от переработки: для получения топлива (350–500 °С) — вакуумный газойль (вакуумный дистиллят), более 500 °С — вакуумный остаток (гудрон). Получение масел происходит в следующих температурных интервалах: 300–400 °С — легкая фракция, 400–450 °С — средняя фракция, 450–490 °С — тяжелая фракция, более 490 °С — гудрон.

Физические свойства

В физическом отношении нефть — сложный коллоидный природный УВ-раствор. По внешнему виду нефть — маслянистая жидкость коричневого, темно-коричневого или черного цвета, иногда с зеленоватым отливом, с характерным резким запахом керосина. При 20 °С это подвижная жидкость.

Поскольку нефть представляет собой сложный природный УВ-раствор органических соединений, то и все физические свойства — цвет, плотность, вязкость, растворимость, температура кипения и застывания, оптические и электрические свойства — изменяются в зависимости от состава и структуры входящих в нее индивидуальных компонентов.

Плотность нефти (объемная масса) — масса единицы объема тела — измеряется в килограммах на кубический метр (кг/м³),

ее величина изменяется в пределах 730–1040 кг/м³, на практике чаще используется единица измерения грамм на кубический сантиметр (г/см³) и соответственно плотность колеблется в пределах 0,730–1,040 г/см³; наиболее распространенные величины плотности — 0,82–0,90 г/см³. По плотности выделяется несколько классов нефтей: очень легкие — до 0,80 г/см³, легкие — 0,80–0,84 г/см³, средние — 0,84–0,88 г/см³, тяжелые — 0,88–0,92 г/см³ и очень тяжелые — более 0,92 г/см³. Низкая плотность нефтей обусловлена преобладанием метановых УВ, низким содержанием смолисто-асфальтеновых компонентов, во фракционном отношении — высоким содержанием бензиновых и керосиновых фракций. Тяжелые нефти своим высоким удельным весом обязаны повышенной концентрации смолисто-асфальтеновых компонентов, преобладанию в структуре УВ циклических структур и низкому содержанию легкокипящих фракций. В недрах в условиях повышенных температур и давлений в нефти обычно растворено какое-то количество газа, поэтому плотность нефти в пласте значительно ниже, чем на поверхности. В США плотность нефти измеряется в единицах API (American Petroleum Institute); высокие значения API соответствуют низким значениям плотности (рис. 1.2; табл. 1.1).

Вязкость — одна из самых главных физических характеристик нефти. Вязкость — это свойство оказывать сопротивление перемещению частиц под влиянием приложенной силы. В применении к жидкостям различают вязкость *динамическую* и *ки-*

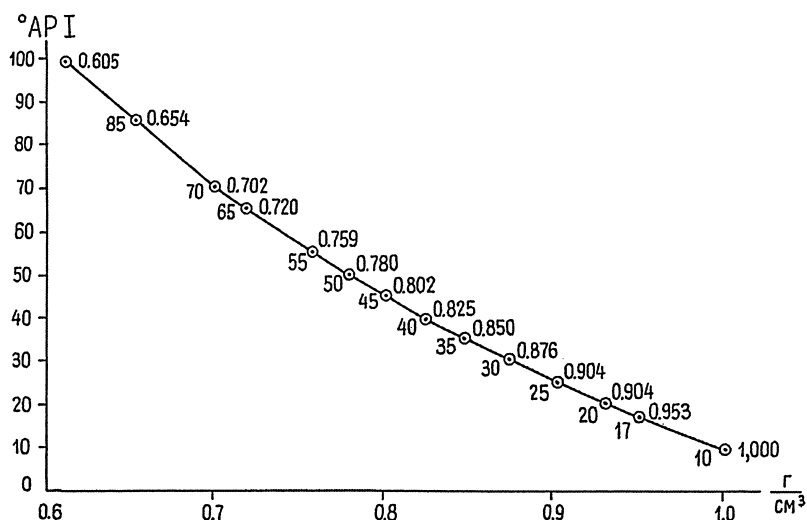


Рис. 1.2. Плотность нефти (соотношение единиц API и г/см³)

Таблица 1.1

Плотность нефти в различных единицах

API	г/см ³	API	г/см ³
0	1,076	40	0,8251
5	1,037	42	0,8155
10	1,000	44	0,8063
15	0,9659	45	0,8017
20	0,9340	47	0,7927
25	0,9042	50	0,7796
28	0,8871	52	0,7711
30	0,8762	60	0,7389
33	0,8602	65	0,7201
35	0,8498	70	0,7022
37	0,8398	80	0,6690

нематическую. Динамическая вязкость — сила сопротивления перемещению слоя жидкости площадью в 1 см² на 1 см со скоростью 1 см/с, измеряется в пуазах (П, или г/см·с); в системе СИ — в паскалях в секунду (Па·с) — это сопротивление, оказываемое жидкостью при перемещении относительно друг друга двух слоев площадью 1 м² каждый, находящихся на расстоянии 1 м, со скоростью 1 м/с под действием приложенной силы 1 Н. Динамическая вязкость воды 1 мПа·с. Величина, обратная ей, называется текучестью. Кинематическая вязкость — отношение динамической вязкости к плотности жидкости, измеряется в стоксах (Ст = см²/с = 10⁻⁴ м²/с); в системе СИ — в м²/с.

В практике используется также условная вязкость, определяемая скоростью вытекания испытуемой жидкости в стандартных условиях. Приборы для определения вязкости называются вискозиметрами. Вязкость нефти меняется в широких пределах в зависимости от свойств — от менее 0,1 до 10 мПа·с. Чем тяжелее нефть, тем она менее текучая и подвижная. Среди УВ с одинаковым числом атомов углерода в молекуле наибольшей вязкостью характеризуются нафтеновые, затем ароматические и метановые; внутри единого гомологического ряда вязкость увеличивается с ростом молекулярной массы. Вязкость нефти растет с увеличением в ней смолисто-асфальтеновых компонентов. С повышением температуры она уменьшается и увеличивается с повышением давления. В пластовых условиях, если в нефти растворен газ, ее вязкость может снизиться в десятки раз.

Поверхностное натяжение σ — стремление жидкости уменьшить свою поверхность; для нефти — важнейшее свойство, во многом определяющее перемещение ее в системе флюидов в недрах. Поверхностное натяжение обусловлено силами притяжения между молекулами, которые внутри жидкости взаимно компенсируются. На поверхности на молекулы действует некомпенсированная результирующая сила, направленная от поверхности жидкости внутрь, поэтому на поверхности молекулы обладают определенной потенциальной энергией.

Поверхностное натяжение — это отношение работы, требующейся для увеличения площади поверхности, к величине этого приращения. В системе СИ оно измеряется в Дж/м². Поверхностное натяжение также измеряется в Н/м (ньютон на метр) или дин/см — это сила, действующая на 1 см линии, ограничивающей поверхность жидкости, направленная по нормали к этой линии в сторону уменьшения поверхности жидкости, лежащая в плоскости, касательной к жидкости в данной точке. Для нефти $\sigma = 0,03$ Н/м (Дж/м²), или 25–30 дин/см; для воды $\sigma = 0,07$ Н/м (Дж/м²), или 73 дин/см. Чем больше поверхностное натяжение, тем интенсивнее проявляются капиллярные свойства жидкости. Величина поверхностного натяжения у воды почти в три раза больше, чем у нефти, что определяет разные скорости их движения по капиллярам. Это свойство влияет на особенности разработки залежей и др.

Температура застывания — важный показатель свойств нефтей. За таковую принимают температуру, при которой охлажденная в пробирке нефть не изменит уровня при наклоне на 45°. Температура застывания нефти возрастает с увеличением в ней твердых парафинов, а с повышением содержания смол она снижается.

Растворимость нефти в воде при обычных температурах ничтожна, но при температуре больше 200 °С резко возрастает. Жидкие УВ и гетероатомные соединения легче образуют в воде мицеллярный раствор. Растворимость индивидуальных УВ повышается в ряду: алканы—цикланы—арены—смолы. Растворимость УВ в воде снижается с ростом ее минерализации. Нефть хорошо растворяется в углеводородном природном газе.

Оптические свойства нефти. Нефть оптически активна, она обладает способностью вращать плоскость поляризованного луча света, люминесцировать, преломлять проходящие световые лучи. В подавляющем большинстве нефти вращают плоскость поляризованного луча света вправо, известны и левовращающие нефти. Отмечено: чем моложе нефти, тем больше угол поворота поляризованного луча. Поскольку образование веществ, обладающих

оптической активностью, характерно для жизненных процессов, то оптическая активность нефтей свидетельствует об их генетической связи с биологическими системами. Установлено, что главными носителями оптической активности нефти являются полициклические углеводороды — стераны и тритерпаны, так называемые хемофоссилии.

Показатель преломления нефти или узкой фракции нефти n широко используется при характеристике физических свойств флюида. Определение показателя преломления на границе воздух—жидкость производят на специальных приборах — рефрактометрах. Величина показателя преломления зависит от относительного содержания углерода и водорода в гомологических рядах, он растет с увеличением числа атомов углерода — от метановых УВ ($n = 1,3575–1,4119$) к ароматическим (у бензола $n = 1,5011$).

Все соединения нефти имеют определенные спектры поглощения, излучения в инфракрасном (ИК) диапазоне, а ароматические — в ультрафиолетовом (УФ). На этом свойстве молекул основана ИК- и УФ-спектроскопия нефтей и фракций нефтей.

Люминесценция, или «холодное» свечение под действием внешнего облучения, — неотъемлемое свойство всех нефтей и природных продуктов их преобразования. Характерной чертой люминесценции является то, что способностью люминесцировать обладают не чистые вещества, а растворы. Нефть — это природный раствор способных к люминесценции веществ — смол в нелюминесцирующих в основном соединениях — углеводородах. Люминесцирующие вещества имеют свои определенные спектры, отражающиеся в цвете люминесценции, их концентрация выражается в интенсивности свечения. На люминесцентных свойствах соединений нефти основан ряд методов исследования: люминесцентные спектроскопия и микроскопия, люминесцентно-битуминологический анализ и др. Эти методы благодаря очень высокой чувствительности, экспрессности и простоте аналитических приемов широко используются в нефтяной геологии и геохимии.

Нефть является диэлектриком и обладает высоким удельным сопротивлением ($10^{10}–10^{14}$ Ом·м).

Углеводородный состав нефти

Основную, наиболее ценную часть нефти составляют углеводороды (УВ). Молекулы углеводородов состоят только из двух элементов — углерода и водорода. Удивительная способность атомов углерода образовывать прочные связи друг с другом обу-

словило формирование колоссального количества соединений углерода и водорода. Углеводороды группируются в три главных класса: алкановые, циклоалкановые и ароматические.

Алкановые (метановые, алифатические, парафиновые УВ), или алканы, — предельные или насыщенные УВ с открытой цепью, их общая формула — C_nH_{2n+2} . Углеродный скелет алканов представляет собой линейные или разветвленные цепи углеродных атомов, соединенных простыми связями. Алканы с линейной цепью называются нормальными (н-алканы), с разветвленной — изоалканами. Ковалентные связи атомов углерода в алкановой цепи в обычном состоянии образуют угол $109,5^\circ$, поэтому их обычно изображают зигзагообразно, так что соседние связи имеют тупой угол (рис. 1.3).

Метановые УВ в обычных условиях находятся в разных фазовых состояниях: C_1-C_4 — газы, C_5-C_{15} — жидкости, C_{16} и выше — твердые вещества; твердые парафины обычны в нефти до C_{40} , в то же время разветвленные изомеры того же молекулярного веса в зависимости от структуры могут быть жидкими или твердыми. Алканы практически нерастворимы в воде, но хорошо растворимы в ароматических УВ и органических растворителях. Алканы — химически наиболее инертная группа УВ, неспособная к реакции присоединения, поскольку все связи насыщены, но им свойственна реакция замещения, особенно с галогенами, а также дегидрирование, окисление, изомеризация.

Метановые УВ присутствуют во всех нефтях; если их содержание более 50%, такие нефти называются метановыми. Известны

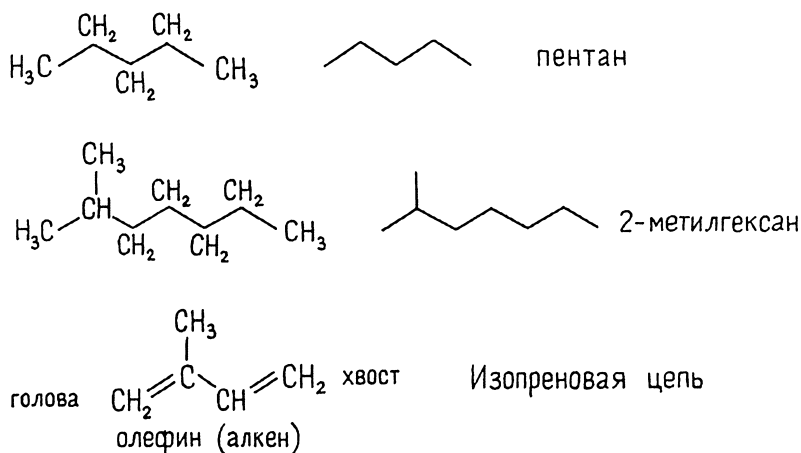


Рис. 1.3. Примеры записи алифатических углеводородов

нефти, в которых эти УВ составляют 70%, — обычно это мезозойские и палеозойские нефти глубоких горизонтов (Марковское месторождение Восточной Сибири, ряд месторождений Саратовского Поволжья, Самотлор, Усть-Балык и другие месторождения Западной Сибири, Паромай и Тунгор на Сахалине, Озек-суат в Ставропольском крае и др.).

Использование газожидкостной хроматографии для изучения состава нефтей, и прежде всего алканов, с середины 60-х годов позволило проводить эти исследования на другом качественном уровне.

В легких нефтях обычно в максимальных концентрациях присутствуют n -алканы C_5 — C_{10} , в тяжелых нефтях максимум распределения n -алканов сдвинут в область C_{18} — C_{20} и выше. Помимо характера распределения в геохимии n -алканов используется показатель — коэффициент нечетности $nч/ч$ (отношение нечетных алканов к четным); это отношение изменяется с увеличением степени зрелости нефти; некоторые исследователи рассматривают его как генетический показатель. В природных условиях зон идио- и криптогипергенеза n -алканы могут легко окисляться микроорганизмами, поэтому часто в залежах на малых глубинах n -алканы, особенно средних фракций, практически отсутствуют (биodeградированные нефти). n -алканы $C_{18}H_{38}$ и выше представляют твердые парафины нефтей, содержание которых влияет на различные свойства нефти (вязкость, плотность, температуру застывания). Содержание твердых парафинов в нефтях редко превышает 10%, а в отдельных случаях их количество превышает 20% (в триасовых нефтях Восточного Предкавказья до 35%).

Изоалканы (и-алканы) по сравнению с нормальными изомерами имеют пониженную плотность и более низкую температуру кипения. В нефтях они концентрируются главным образом в низких и средних фракциях. Основная масса их представлена УВ с одной короткой боковой цепью — метилалканами — и несколькими регулярно чередующимися метильными радикалами в цепи (изопреноидными углеводородами), наиболее распространенными из которых являются пристан и- $C_{19}H_{40}$ и фитан и- $C_{20}H_{42}$. Изоалканы окисляются легче соответствующих n -алканов, поэтому при химическом окислении нефти количество изоалканов сокращается. При биodeградации же нефтей, наоборот, изоалканы труднее n -алканов подвергаются воздействию микроорганизмов, поэтому геохимический показатель и-алканы/ n -алканы в таких нефтях достаточно высок. Повышенные (приблизительно 1) значения этого показателя в небиodeградированных нефтях являются показателем невысокого уровня зрелости этой нефти.

Среди разветвленных алканов особый интерес для геохимии нефти представляют изопреноидные УВ (изопренаны), имеющие характерную структуру. Основой таких изопреновых структур является изопрен (изопреновая цепь) (см. рис. 1.3). Но не все изопреноидные алканы состоят из изопреновых единиц. Критерием для отнесения алканов к изопреноидным УВ служит правильное чередование метильных групп в основной углеродной цепи независимо от числа атомов углерода в молекуле (Петров, 1984). В нефтях идентифицированы изопренаны от C_9 до C_{40} ; наиболее распространенными УВ такого типа являются пристан и- $C_{19}H_{40}$ и фитан и- $C_{20}H_{42}$. Источником этих УВ считаются биологические соединения с изопреноидной структурой и их кислородные производные: спирты, альдегиды, кетоны и др. (подробнее см. ниже, в разделе «Хемофоссилии»).

Циклоалкановые УВ — цикланы, циклоалканы, полиметиленовые УВ, их также называют циклопарафинами, — насыщенные циклические УВ. Ранее наиболее широко для них использовался термин *нафтены*; в современной литературе этот термин применяется в основном для обозначения цикланов, содержащих пять или шесть метиленовых групп. Циклы УВ этого класса построены на трех и более метиленовых ($-CH_2$) группах. Молекула представлена трех-шестичленными циклами (рис. 1.4).

В нефтях цикланы представлены главным образом пяти- и шестичленными циклами. Поскольку в структуре молекулы циклопентана и циклогексана фиксируется наименьшее отклонение от $109,5^\circ$ (угол валентных связей трех атомов углерода), то эти соединения наиболее устойчивы. Цикланы с одним циклом называются моноциклическими с общей формулой C_nH_{2n} , с двумя — бициклическими C_nH_{2n-2} , с тремя — трициклические C_2H_{2n-4} . В нефти также идентифицированы УВ, представляющие собой различные комбинации пяти- и шестичленных циклов, водород метиловых групп цикланов часто замещается боковыми цепями алкильных групп (см. рис. 1.4).

По физическим и химическим свойствам цикланы близки к алканам (занимают промежуточное положение между алканами и аренами с тем же числом атомов в молекуле). Цикланы C_3-C_4 — газы, C_5-C_7 — жидкости, C_8 и выше — твердые вещества. Цикланы — весьма устойчивые вещества, в химические реакции вступают только в присутствии катализаторов и при высокой температуре. Термокаталитические превращения цикланов в зависимости от условий могут сопровождаться изомеризацией боковых цепей и циклов, разрывом углерод-углеродных связей, деструктивным гидрированием, дегидрированием и аромати-

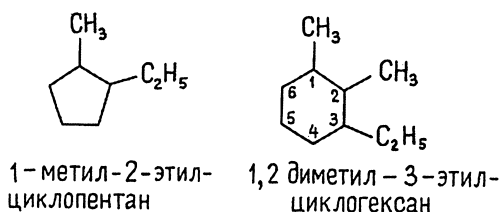
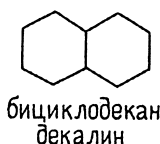
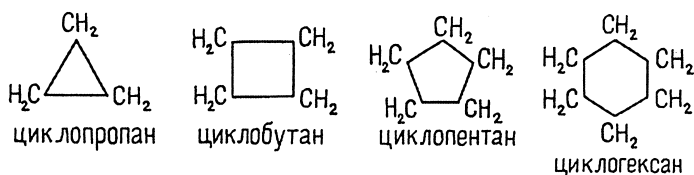
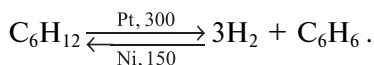


Рис. 1.4. Примеры циклановых (нафтеновых) углеводородов

зацией. Так, циклогексан под действием высоких температур в присутствии платинового катализатора теряет водород и превращается в ароматический (реакция Зелинского), которая имеет следующий вид:



Реакция обратима при менее жестких термобарических условиях (150 °С) и катализаторе никеле. Специфической реакцией цикланов является диспропорционирование — перераспределение водорода между молекулами одного и того же вещества.

Содержание цикланов в нефтях колеблется в широких пределах — от 25 до 79%. Цикланы присутствуют во всех фракциях; их содержание обычно возрастает по мере утяжеления фракций, но снова падает в наиболее высококипящих фракциях за счет роста содержания аренов. Отмечено распределение цикланов по фракциям: моноцикланы содержатся во фракциях, выкипающих при температуре 100–150 °С, бициклические — от 160 до 400 °С, трициклические — выше 350–400 °С.

Разработан масс-спектрометрический метод определения концентраций цикланов, содержащих от 1 до 5 циклов в молекуле.

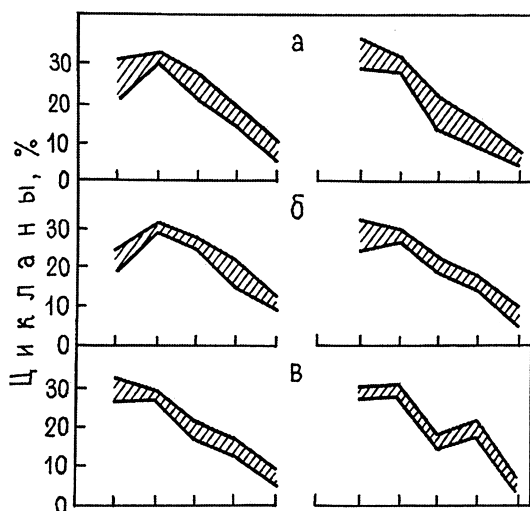


Рис. 1.5. «Нафтенковые паспорта» нефти: *а* — Тимано-Печорский регион; *б* — Прикаспийская впадина; *в* — Днепровско-Донецкая впадина (по А.А. Петрову, 1984)

Относительное распределение нафтенов в зависимости от числа циклов в молекуле называется «нафтенковым паспортом». На рис. 1.5 приведены примеры нафтенковых паспортов нефтей различных регионов. Заштрихованные участки соответствуют области изменения нафтенковых паспортов соответствующих регионов. Так, в нефтях Волго-Уральского региона резко преобладают моно- и бициклы, в Южно-Каспийском бассейне также в сравнимых концентрациях присутствуют тетрациклы. Нафтенковый паспорт является важным геохимическим параметром, одним из критериев установления генетических связей нефтей.

Большинство нефтей с высоким содержанием цикланов приурочено к палеоген-неогеновым отложениям бассейнов альпийских складчатых областей (нефти Азербайджана, Сахалина, Калифорнии, Аляски, Венесуэлы, Индонезии). В многопластовых месторождениях содержание цикланов растет от нижних горизонтов к верхним. Вне зависимости от возраста вмещающих отложений повышенным содержанием цикланов характеризуются так называемые незрелые нефти (бассейны Восточного Китая, нефти севера Западной Сибири, Предкавказья).

Особую группу циклановых УВ составляют полициклические УВ, относящиеся к хемофоссилиям, или реликтовым УВ, главнейшими из которых являются стераны и гопаны, они подробно рассматриваются в разделе «Хемофоссилии».

Ароматические УВ, или арены, — класс углеводородов, содержащих шестичленные циклы с сопряженными связями. Общая формула C_nH_{2n-p} ($p = 6, 12, 14, 16, 18, 20, 24, 28, 30, 36$). Простейший представитель этого класса УВ — бензол — моноциклический ароматический УВ. Сопряженные (конъюгированные) связи между атомами углерода занимают промежуточное положение между двойными и одинарными. Расстояния между атомами в цикле 1,40 Å.

Ароматические УВ в нефтях представлены моноароматическими УВ — бензолом и его гомологами; бициклические — бифенилом и нафталином и их гомологами; три-, тетра- и другие полициклические арены — фенантреном, антраценом, хризеном, пиреном и другими их гомологами (рис. 1.6). К ароматическим относят также гибридные УВ, содержащие не только ароматические циклы и алкановые цепи, но и насыщенные циклы. По-

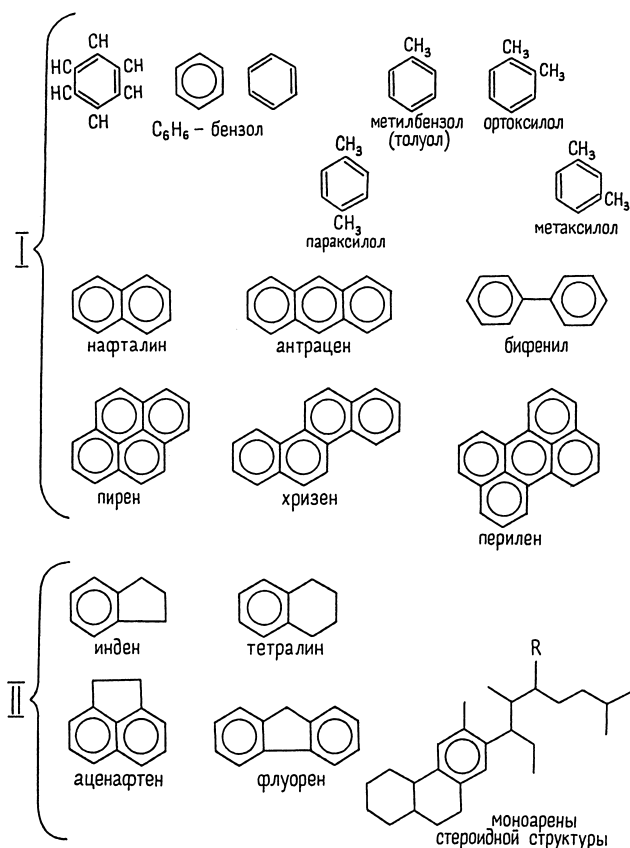


Рис. 1.6. Ароматические (I) и гибридные (II) углеводороды

лициклические арены имеют как конденсированную структуру типа нафталина, так и неконденсированную, при которой ароматические циклы не имеют общих углеродных атомов (типа бифенила, или дифенила), при этом циклы могут быть отделены друг от друга алкановой цепью различной длины.

В бензиновых фракциях преобладает толуол и метилксилол; гомологи бензола содержатся в основном во фракции 180–200 °С. В керосиновых фракциях содержится нафталин и его гомологи; концентрация собственно нафталина ниже, чем его метилпроизводных, как и толуола по сравнению с бензолом. В более высококипящих фракциях помимо полициклических аренов идентифицированы моноароматические УВ, имеющие по несколько насыщенных колец, генетически связанные с УВ ряда гопана и стерана. По физическим свойствам арены отличаются от алкановых и циклановых УВ с тем же числом углеродных атомов в молекуле более высокими значениями плотности, показателя преломления, температуры кипения и кристаллизации. Арены растворяются в полярных растворителях, лучше других УВ растворяются в воде, сорбируются полярными сорбентами. Характерная особенность аренов — способность избирательно растворяться в некоторых веществах. На этом основано селективное извлечение аренов из сложных растворов и их легкая идентификация.

Ароматические УВ легко вступают в химические реакции, не приводящие к изменению ароматического ядра, а также в реакции замещения (нитрирования, сульфирования, галогенирования, алкилирования и др.). Реакция же гидрирования ареновых циклов протекает в жестких термобарических условиях. Би-, три- и полициклические арены более реакционноспособны, чем моноциклические.

В замещенных аренах наличие алкильного радикала увеличивает способность молекулы к окислению, при этом сначала окисляются боковые алифатические цепи, а затем ароматические ядра. Происходит окислительное конденсирование с образованием полициклических ядер с кислородсодержащими группировками периферии. Эти новообразования входят в состав смол, формирование которых происходит в процессе окисления нефтей.

Содержание аренов в нефтях изменяется в широких пределах — от 10 до 50%, но в целом их содержание ниже, чем алканов и цикланов, а наиболее распространенная концентрация 10–25%, повышенные значения аренов (37%) отмечаются в малопарафиновых нефтях.

Непредельные углеводороды (олефины) — УВ с открытой цепью — алкены, общая формула C_nH_{2n} , содержат одну двойную

связь. Принято считать, что олефины отсутствуют в природной (сырой) нефти и что они образуются в процессах переработки нефти — при каталитическом термоллизе и пиролизе — и являются важнейшим сырьем для нефтехимического синтеза.

В последние годы Е.Б. Фроловым и М.Б. Смирновым во многих образцах природных нефтей были обнаружены олефины (до 15%). Авторами разработана и экспрессная методика оценки содержания алкенов в нефтях с помощью тонкослойной хроматографии. Предел обнаружения олефинов 0,1–0,2%. На хроматограммах олефины идентифицируют как смесь алкенов нормального строения, причем каждый образец олефинов оказался в целом более высокомолекулярным, чем насыщенные УВ той же нефти (Фролов, Смирнов, 1990). При термокаталитическом крекинге, используемом для получения олефинов в нефтехимической промышленности, образовавшиеся алкены характеризовались существенным уменьшением углеродной цепи и молекулярной массы по сравнению с исходными насыщенными УВ. Идентифицированные же в природных нефтях олефины более высокомолекулярны, чем насыщенные. По мнению тех же авторов, олефины нефтей — продукты радиолитического дегидрирования насыщенных УВ нефти под воздействием естественного радиоактивного излучения в недрах. В пользу такого радиолитического механизма образования нефтяных олефинов свидетельствует и тот факт, что они в заметных концентрациях присутствуют в венд-кембрийских и рифейских нефтях юга Сибирской платформы, залегающих близко к поверхности фундамента. Повышенные количества олефинов (8–10%) отмечаются в нефти месторождения Ярега (в районе Ухты), вблизи которого находятся радоновые источники.

Неуглеводородные соединения нефти

Помимо углеводородов в нефтях присутствуют соединения, содержащие гетероэлементы (кислород, азот, серу, а также десятки других элементов), из-за малого содержания которых они называются микроэлементами (МЭ). Микроэлементы — это металлы V, Ni, Fe, Cu, Mn, Ti, Co, Cr, Ba, Sr, Pb, Hg, Mo, U и др. и неметаллы Br, I, Cl и др.

Подавляющая часть гетероэлементов и МЭ присутствует в смолах и асфальтенах, однако не исключено попадание их в процессе аналитических операций в малых количествах и в углеводородные фракции нефти. Существует связь между количеством гетероэлементов в нефтях и ее плотностью.

Кислородсодержащие соединения нефти представлены кислотами, фенолами (ароматическими спиртами), кетонами и различ-

ными эфирами (рис. 1.7). Наиболее распространенными из них являются кислоты и фенолы, которые обладают кислыми свойствами и могут быть выделены из нефти щелочью. Их суммарное количество обычно оценивают кислотным числом — количеством миллиграммов гидроксида калия (КОН), используемых для титрования 1 г нефти.

Термин *нефтяные кислоты* подразумевает все алифатические (жирные), алициклические (нафтеновые), ароматические и кислоты гибридного строения. В настоящее время в нефтях идентифицированы все кислоты нормального строения до 25 атомов углерода в цепи, их общая формула радикал R +кислотная группа: $R-COOH$. По мере повышения температуры кипения нефтяных фракций в них появляются кислоты изостроения, установлены кислоты и с изопреноидной структурой, например 2, 6, 10, 14-тетраметилпентадекановая (пристановая), 3, 7, 11, 15-тетраметилгексадекановая (фитановая) и др. Строение алифатических кислот тесно связано со строением алифатических углеводородов тех же фракций и изменяется по аналогичным законам. Алициклические, или нафтеновые, кислоты установлены как моно-, так и полициклические, содержащие до пяти колец; моноциклические имеют общую формулу $C_nH_{(2n-1)}COOH$.

Моно- и бициклонафтеновые кислоты построены в основном из циклопентановых и циклогексановых колец, в полициклонафтеновых кислотах все циклы сконденсированы в единую систему, причем циклы в основном шестичленные; для тетрациклических нафтеновых кислот характерна стероидная структура (см. рис. 1.7).

В нефтях также содержатся разнообразные ароматические кислоты и кислоты смешанной нафтенoarоматической структуры (см. рис. 1.7). Нефтяные фенолы изучены недостаточно, наиболее известны низкие фенолы C_6-C_9 . В высококипящих фракциях нефтей присутствуют фенолы, содержащие до шести конденсированных колец.

К *нейтральным соединениям* нефти относят кетоны, а также простые и сложные эфиры. Идентифицированы как алифатические кетоны, так и циклические, первые присутствуют в основном в бензиновой фракции, вторые — в высококипящих фракциях нефти, также присутствуют сложные эфиры, многие из которых имеют ароматическую структуру. Простые эфиры, по мнению многих исследователей, носят циклический характер.

Промышленное значение из всех кислородсодержащих соединений нефти имеют только нафтеновые кислоты и их соли — нафтенаты. Благодаря хорошим поверхностно-активным свойствам нафтеновые кислоты и их соли щелочных металлов используются как моющие средства.

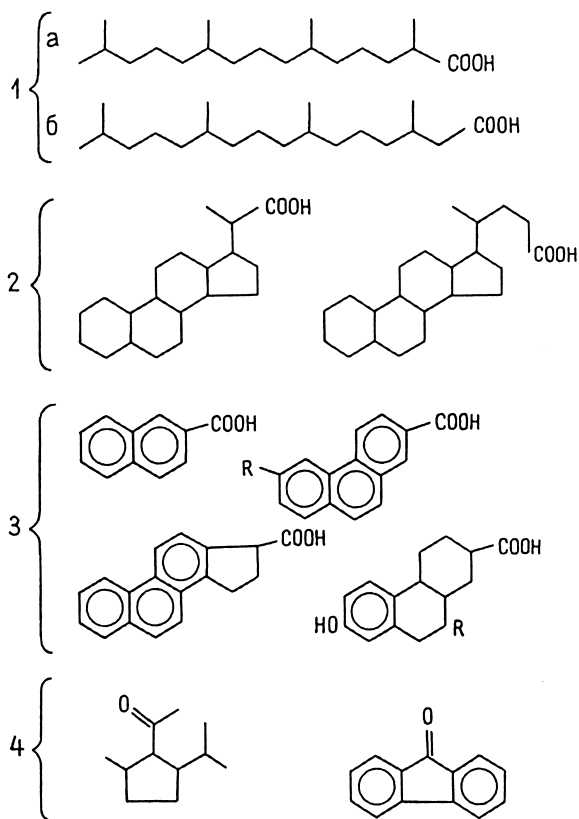


Рис. 1.7. Кислородсодержащие соединения нефти: кислоты: 1 — алифатические: а — пристановая, б — фитановая; 2 — нафthenовые кислоты стероидного строения; 3 — ароматические и гибридного строения; 4 — циклические кетоны

Серосодержащие соединения. Сера является наиболее распространенным гетероэлементом в нефтях и продуктах ее преобразования. Содержание серы в недрах колеблется от сотых долей до 15% (некоторые нефти Калифорнии). Наиболее богаты серой нефти, пространственно связанные с нетерригенными породами — карбонатами, эвапоритами, силицитами, вулканогенными породами. Сера присутствует как в смолисто-асфальтеновой части, так и в дистиллятных фракциях, причем в основном в высококипящих. В нефтях сера встречена в виде элементарной серы, сероводорода, меркаптанов, сульфидов, дисульфидов и производных тиофена, а также в виде сложных соединений, содержащих кроме серы и другие гетероэлементы (рис. 1.8).

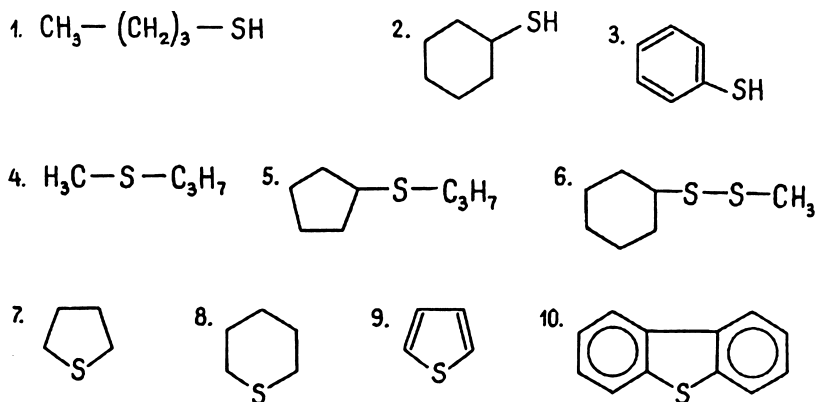


Рис. 1.8. Серосодержащие соединения нефтей: меркаптаны: 1 — бутилмеркаптан, 2 — циклогексилмеркаптан, 3 — тиофенол; сульфиды: 4 — метилпропилсульфид, 5 — пропилциклопентилсульфид; дисульфид: 6 — метилциклогексилдисульфид; тиоцикланы: 7 — тиофан, 8 — тиопиран, 9 — тиофен, 10 — дибензотиофен

Элементарная сера содержится в нефти в растворенном состоянии (до 0,1%), ее присутствие связано, видимо, с селективным растворением ее углеводородами из заключающих нефть пород. Сероводород встречается в нефтях достаточно часто, особенно в приуроченных к древним карбонатным отложениям. Сероводород, так же как и сера, не является непосредственно сернистым соединением нефти.

Меркаптаны (тиоспирты) — соединения с общей формулой $\text{R}-\text{SH}$, где R — углеводородный радикал, а SH — аналог спиртовой группы, т.е. эти соединения — аналоги спиртов с заменой кислорода серой (см. рис. 1.8). Это вещества с резким неприятным запахом, поэтому низкомолекулярные меркаптаны добавляют в бытовой газ для легкого обнаружения утечки.

В бензиновых и керосиновых фракциях обнаружены меркаптаны двух гомологических рядов: алифатические $\text{HSC}_n\text{H}_{(2n+1)}$ и циклические $\text{HSC}_n\text{H}_{(2n-1)}$. В высших фракциях нефти меркаптаны не обнаружены. Обычно содержание меркаптанов в нефти невелико, но известны и исключения: например, в нефти Марковского месторождения (Восточная Сибирь) они составляют 75% всех серосодержащих соединений.

Сульфиды (тиоэфиры) $\text{R}_1-\text{S}-\text{R}_2$ и дисульфиды $\text{R}_1-\text{S}-\text{S}-\text{R}_2$ содержат по два углеводородных радикала, которые могут отличаться строением (см. рис. 1.8). Нефтяные сульфиды подразделяются на две группы: содержащие атом серы в открытой цепи — тиаалканы и циклические сульфиды — тиацикланы, в которых

атом серы входит в полиметиленовое кольцо. Первые свойственны нефтям метанового основания, тиацикланы — нафтеновым и нафтеново-ароматическим нефтям. Тиаалканы обнаружены в бензиновых и керосиновых фракциях, при температуре выше 350 °С они отсутствуют. Тиацикланы во многих нефтях составляют главную часть сульфидов средних фракций. Тиофен и его производные содержатся главным образом в средне- и высококипящих фракциях нефти. Тетра- и пентациклические системы, включающие тиофеновое кольцо, характерны для тяжелых и остаточных фракций нефти.

Азотсодержащие соединения нефти. Содержание азота в нефтях обычно невелико (не более 1%) и, как правило, снижается с глубиной залегания нефти, не зависит от типа и состава вмещающих пород. Азотные соединения сосредоточены в высококипящих фракциях и тяжелых остатках. Азотсодержащие соединения нефти принадлежат в основном к двум группам соединений: азотистым основаниям и нейтральным азотистым соединениям.

Азотистые основания — это ароматические гомологи пиридина — соединения, состоящего из ароматического кольца, в котором один атом углерода замещен азотом (рис. 1.9). Эти соединения легко окисляются кислородом воздуха с образованием конденсированных продуктов.

Нейтральные азотистые соединения нефти представлены производными пиррола, например индолом, карбазолом, бензокарбазолом (см. рис. 1.9) и амидами кислот. Особым типом азотсодержащих соединений нефтей являются порфирины. Они содержат в молекуле четыре пиррольных кольца, соединенных мостиками, и встречаются в нефтях в форме металлокомплексов ванадия и никеля. По строению молекулы порфирины близки к хлорофиллу, что позволило отнести эти структуры к реликтовым,

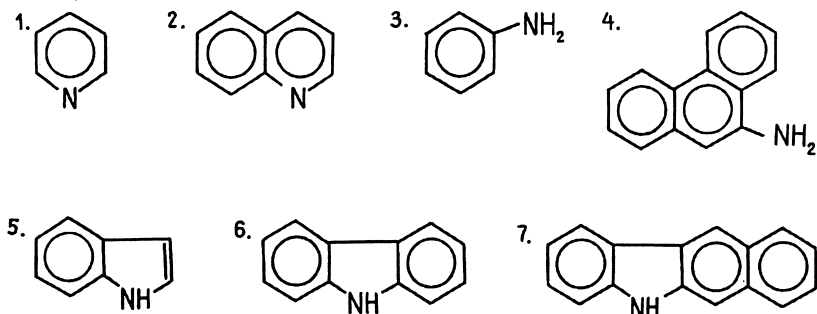


Рис. 1.9. Азотсодержащие соединения нефти: 1 — пиридин, 2 — хинолин, 3 — анилин, 4 — фенантрин, 5 — индол, 6 — карбазол, 7 — бензокарбазол

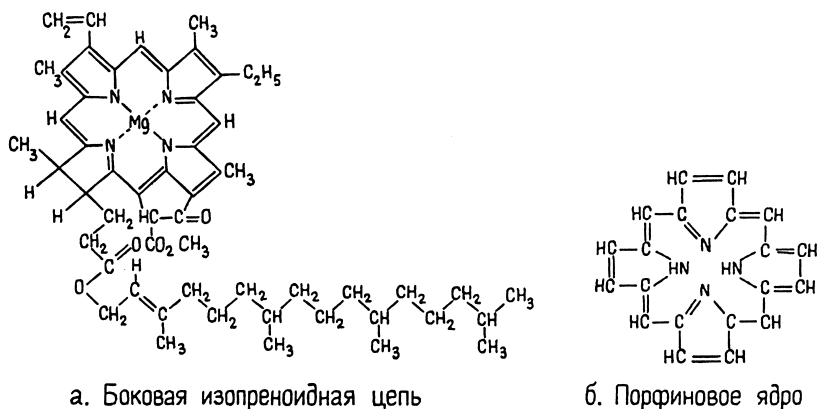


Рис. 1.10. Молекула хлорофилла — зеленого пигмента растений

унаследованным от исходной биомассы, а сами соединения — к хемофоссилиям (рис. 1.10).

Минеральные компоненты нефти. В состав нефти входят многие элементы. В золе нефтей обнаружены металлы: щелочные и щелочноземельные L, Na, K, Ba, Ca, Sr, Mg; металлы подгруппы меди Cu, Ag, Au; цинка Zn, Cd, Hg; бора B, Al, Ga; ванадия V, Nb, Ta; многие металлы переменной валентности: Ni, Fe, Mo, Co, W, Cr, Mn, а также элементы-неметаллы S, P, As, Cl и др. Малые концентрации перечисленных выше элементов (их называют микроэлементами — МЭ) (10^{-2} – 10^{-8} и менее) не позволяют точно идентифицировать вещества, в которые они входят. Считают, что МЭ присутствуют в нефтях в виде металлоорганических соединений, т.е. содержащих связь металл—углерод; солей органических кислот, хелатов, т.е. внутримолекулярных комплексов циклического строения, в роли центрального ядра которых выступают металлы. Наиболее хорошо изученными внутримолекулярными комплексами являются порфириновые, центральной частью которых являются никель и ванадий (см. рис. 1.10). В зависимости от летучести порфириновых комплексов эти металлы могут присутствовать как в дистиллятных фракциях, так и главным образом в смолах (никель-порфирины) и асфальтенах (ванадий-порфирины). В порфириновых комплексах связано от 4 до 20% ванадия и никеля, находящихся в нефти. Более сложные внутримолекулярные комплексы металлов отлагаются в смолах и асфальтенах, где в комплексообразовании помимо азота участвуют сера и кислород.

Из всех фракций нефти более всего обогащены МЭ асфальтены. Установлено, что при этом асфальтены характеризуются

повышенным содержанием гетероэлементов, кроме того, концентрация МЭ растет с увеличением молекулярной массы асфальтенов.

Несмотря на то что концентрация микроэлементов в нефтях невелика, они значительно влияют на процессы ее переработки и дальнейшее использование нефтепродуктов.

Данные о составе МЭ, характере их распределения во фракциях нефти несут и генетическую информацию об исходном материнском веществе нефти, о путях ее дальнейшего преобразования.

Хемофоссилии

Хемофоссилии — биологические метки, реликтовые вещества, химические ископаемые, биологические фоссилии, молекулярные фоссилии, биомаркеры и др. Эти различные названия были предложены геохимиками разных стран для обозначения химических соединений, встречающихся в нефтях (в ОВ пород и углях), близких по структуре биологическим молекулам. А.Н. Гусева и И.Е. Лейфман определяют хемофоссилии как остатки органических соединений организмов, распознаваемые на химическом молекулярном уровне. По мнению А.А. Петрова, к таковым следует относить все углеводородные и неуглеводородные соединения, в которых узнается структура биологических предшественников, а не только те, которые без изменения перешли из исходного ОВ в нефть.

Хемофоссилии, являясь биологическими индикаторами, могут нести информацию об исходном материнском веществе нефти, использоваться в качестве корреляционных параметров (нефть—нефть и нефть—материнская порода), для реконструкции условий осадконакопления, для определения диагенетических обстановок и степени катагенетической преобразованности и зрелости.

Конкретные индикаторы исходного ОВ — типов биопродуктов, условий их накопления и преобразования — будут рассмотрены ниже.

Хемофоссилии включают две группы соединений: неуглеводородные соединения и УВ. Среди первой группы наиболее широко распространены порфирины. Эти соединения были идентифицированы в нефтях А. Трейбсом еще в 1934 г. Порфирины — тетрациклические азотсодержащие органические соединения, основой структуры которых является порфириновое ядро, состоящее из четырех связанных друг с другом пиррольных колец (см. рис. 1.10).

В нефтях содержатся металлопорфирины, в которых азот пиррольных колец соединен с ванадием или никелем. Биологически-

ми предшественниками нефтяных порфиринов считают широко распространенные в природе пигменты с порфириновой структурой. Хлорофилл растений содержит металлоорганические порфириновые комплексы с магнием, гемоглобин животных, металлокомплексы с железом.

Количество порфиринов в нефтях обычно выражают в мг/100 г нефти. Высокое (200–300 мг/100 г нефти) содержание порфиринов обычно характерно для тяжелых высокосмолистых и высокосернистых нефтей. Нефти с высоким содержанием ванадилпорфиринов являются сырьем для получения ванадия.

Группа хемофоссилий — углеводов или реликтовых УВ — включает нормальные и изопреноидные алканы, циклические изопреноиды (стераны, тритерпаны).

Все УВ нефти А.А. Петров подразделяет на преобразованные, утратившие черты, свойственные биомолекулам, и реликтовые, которые, в свою очередь, делятся на реликтовые УВ нормального и изопреноидного строения. По мнению А.А. Петрова, к реликтовым следует относить все УВ, сохранившие характерные черты строения исходных биологических молекул независимо от того, присутствовали эти углеводороды в исходной биомассе или образовались позже из других соединений (Петров, 1989).

Реликтовые УВ неизопреноидного типа строения представлены алифатическими соединениями с *n*-алкильными или слабо разветвленными цепями. Наиболее распространенные хемофоссилии — *n*-алканы — относительно инертные молекулы, они подвергаются незначительному химическому преобразованию. Характер распределения *n*-алканов — соотношение четные/нечетные УВ — дает представление о генетическом типе исходного ОВ. Примеры хемофоссилий этого класса УВ будут рассмотрены при характеристике исходного ОВ. Изопреноидные реликтовые УВ в нефтях представлены значительно большим числом различных соединений, чем группа неизопреноидных хемофоссилий, причем число соединений изопреноидного типа, обнаруженных в нефти, растет ежегодно. В российских нефтях изопреноидные алканы впервые были идентифицированы в 1969 г., их состав — C_{10} – C_{20} . В настоящее время в нефтях установлены изопреноидные УВ как алифатического, так и алициклического строения с числом циклов в молекуле от одного до пяти.

Важнейшим свойством реликтовых УВ является их гомологичность, т.е. эти УВ присутствуют в виде серии гомологов, имеющих в основе общую структурную группу. Другое важное свойство реликтовых УВ — их высокая концентрация в нефтях, обычно превышающая равновесные концентрации близких по строению изомеров.

Реликтовые УВ являются источником значительной части преобразованных УВ нефтей. Реликтовые углеводородные соединения тесно связаны с исходными биомолекулами. Знание этой связи облегчает исследование нефтяных УВ, так как гомологические серии обычно имеют характерные для исходных веществ черты строения, которые затем реализуются в их нефтяных производных — углеводородах состава вплоть до C_{40} . Самыми распространенными из них являются пристан и $C_{19}H_{40}$ (2, 6, 10, 14-тетраметилпентадекан) и фитан и $C_{20}H_{42}$ (2, 6, 10, 14-тетраметилгексадекан), изоалканы с регулярным чередованием метильных групп. Известны нефти, содержащие до 3,3% фитана и до 2,5% пристана. Наиболее вероятным предшественником этих УВ и является ненасыщенный спирт фитол $C_{20}H_{39}OH$, входящий в состав «хлорофиллового хвоста» (рис. 1.11). В нефтяной геохимии широко используется показатель — отношение пристан/фитан (Pr/Ph). По мнению многих исследователей (Д. Вельте, И.В. Гончаров и др.), преобладание того или иного УВ определяется условиями захоронения исходного ОВ. Различ-

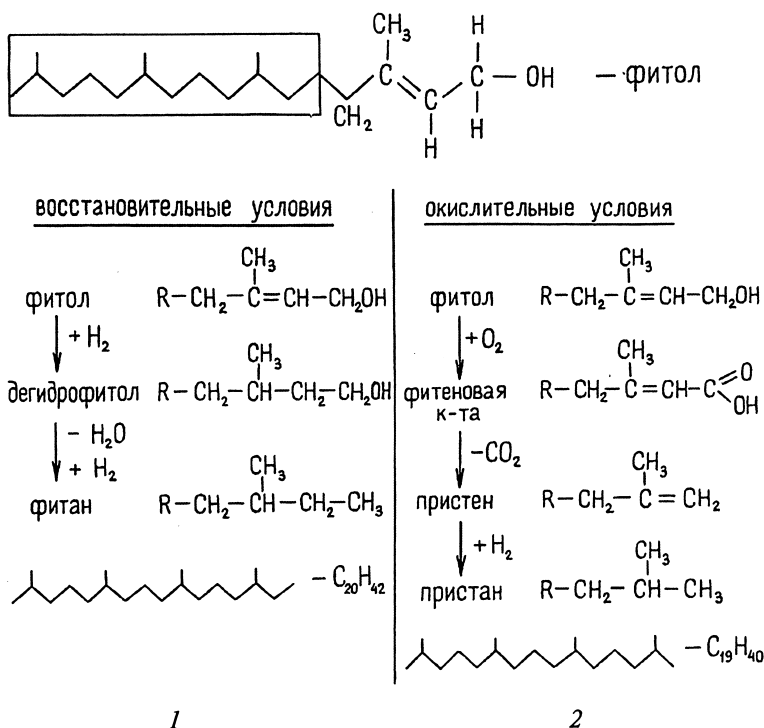


Рис. 1.11. Пути образования фитана (1) и пристана (2) из фитола

ные пути преобразования исходного фитола в восстановительной и окислительной обстановке показаны на рис. 1.11. В первом случае фитол восстанавливается до дигидрофитола, из которого при последующей дегидратации и восстановлении получается фитан; в другом случае кислород верхнего слоя осадка окисляет фитол до фитеновой кислоты, за счет декарбоксилирования которой образуется пристен, затем пристан. Установлено также, что соотношение пристан/фитан может использоваться как корреляционный параметр для установления конкретных нефтематеринских толщ; этим показателем не рекомендуется пользоваться для нефтей, претерпевших длительную миграцию.

Полициклические нафтенy, и прежде всего стераны и тритерпаны, являются важнейшими хемофоссилиями. Помимо нефтей они встречаются в ОВ пород, в углях и горючих сланцах.

Стерановые УВ в нефтях открыты более 20 лет, но геохимическое значение этих реликтовых УВ резко возросло в последние годы благодаря работам по стереохимии стеранов, выполненным в геохимических центрах разных стран (Франции, Англии, США, России).

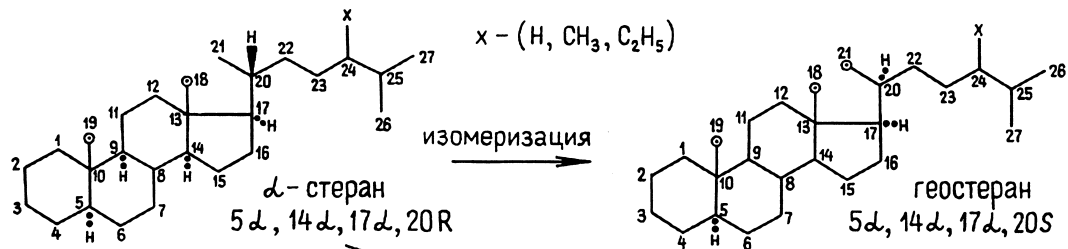
Главная особенность этих УВ-соединений — способность при изменении условий в процессе диа- и катагенеза изменять пространственное положение определенных атомов. Эта эпимеризация (пространственная изомеризация) является как бы степенью преобразованности исходных биомолекул в процессе созревания вещества нефти.

На рис. 1.12 показан ход преобразования структуры стеранов с обозначением особенностей пространственного строения и нумерацией атомов углерода. Обычные стераны состава C_{28} и C_{29} имеют следующие хиральные центры (способные к эпимеризации): C-5, C-14, C-17, C-20 и C-24. Структура α -стерана отвечает природному α -холестану, имеющему конфигурацию 5 α , 14 α , 17 α , 20R соответствующих хиральных центров — биостеран. Под воздействием различных факторов (катализаторы, температура, давление и др.) происходит изменение конфигурации молекул с образованием изостеранов (геостеранов), имеющих структуру 5 α , 14 β , 17 β , 20R и 20S, а также структуру 5 α , 14 α , 17 α , 20S.

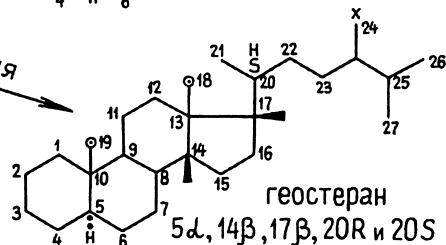
На основе отношения биостеранов и новообразованных изомеров — изостеранов рассчитывается коэффициент созревания или зрелости нефти, кроме того, для корреляции используется показатель соотношения стеранов $C_{27}:C_{28}:C_{29}$.

Тритерпаны (гопаны), как и стераны, являются важнейшими УВ нефтей, сохранившими структуру исходных природных биомолекул и изменившими пространственное расположение отдельных атомов. Углеводороды ряда гопана присутствуют в

СТЕРАНЫ

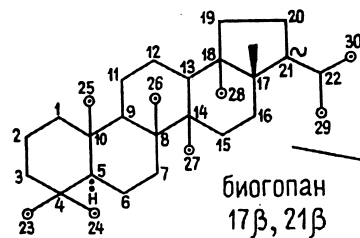


изомеризация



$\beta \quad \blacktriangledown - 1$
 $\alpha \quad : - 2$
 $CH_3 \quad \uparrow - 3$
 $CH \quad S - 4$

ГОПАНЫ



изомеризация

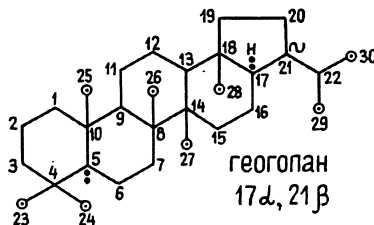


Рис. 1.12. Преобразование биостеранов (α -стеранов) и биоופןанов в геостераны и геоופןаны: 1 — расположение вверх от плоскости чертежа; 2 — вниз от плоскости чертежа; 3 — группы CH_3 ; 4 — связи хиральных центров, способных к эпимеризации

нефтях в виде серии гопанов состава $C_{27}-C_{35}$. Они характеризуются одинаковой пентациклической системой и отличаются длиной алкильного заместителя. Структурная формула и особенности пространственного строения гопанов приведены на рис. 1.12. Собственно гопан — УВ состава $C_{30}H_{52}$. Существует два основных типа гопанов: 17α , 21β — нефтяной и 17β , 21β — биологический; последний термодинамически неустойчив и в нефтях встречается редко в очень малых концентрациях. В нефтях в небольших количествах встречается УВ с конфигурацией 17β , 21α — моретан, основная же масса представлена нефтяными или 17α , 21β . Для УВ ряда гопана состава C_{31} и выше, т.е. в тех случаях, когда атом C_{22} становится хиральным, возможно существование двух эпимеров, отличающихся R- или S-конфигурацией хирального центра C_{22} . В биогопанах состава C_{31} и выше атом C_{22} имеет R-конфигурацию, созревание или переход к нефтяным гопанам сопровождается эпимеризацией центра C_{22} и переходом в S-конфигурацию. Степень созревания или зрелости в нефти при наличии гопанов C_{31} и выше определяется по отношению $K_{зр} = 22S/(22S+22R)$.

Относительное концентрационное распределение гопанов $C_{27}-C_{30}$ рассматривается в нефтяной геохимии как характерный генетический признак нефтей конкретной толщи, района, возраста, а также информативный показатель отношения адиантана C_{29} к моретану C_{30} .

Пентациклические тритерпеноиды вначале были обнаружены в папоротниках, мхах и других низших наземных растениях, затем они были открыты в анаэробных бактериях и других организмах. Подробнее вопрос о генезисе гопаноидов рассмотрен в разделе об исходном ОВ.

Для установления корреляционных связей нефть—нефть и нефть—ОВ конкретных толщ также используется показатель стераны/гопаны.

Стераны и гопаны являются основными источниками оптической активности нефтей. Известно, что наибольшая оптическая активность наблюдается для фракции $420-550^\circ C$, т.е. в нее входят УВ, молекулярная масса которых $350-450$, — это УВ состава $C_{27}-C_{35}$ — стераны и тритерпаны.

Химические классификации нефтей

Существуют различные классификации нефтей по химическому составу. В основу большинства из них положен углеводородный состав или углеводородный состав отдельных фракций нефти, т.е. преобладание УВ того или иного класса. Как правило,

оказывается, что выделенные классы нефтей так или иначе коррелируются с содержанием серы, смолисто-асфальтеновых компонентов, твердых парафинов и плотностью нефти.

По классификации, разработанной Грозненским нефтяным исследовательским институтом, выделяются шесть классов нефтей: 1) метановые, 2) метаново-нафтеновые, 3) нафтеновые, 4) нафтеново-метаново-ароматические, 5) нафтеново-ароматические, 6) ароматические. В *метановых* нефтях во всех фракциях содержится значительное количество алканов: в бензиновых более 50%, в масляных более 30%, типичными нефтями этого класса являются нефти полуострова Мангышлак (месторождения Узень и Жетыбай). *Метаново-нафтеновые* нефти содержат в соизмеримых количествах алкановые и циклановые УВ, при незначительном содержании аренов, как правило, не более 10%. К этому классу относится большая часть нефтей крупных месторождений Волго-Уральской области и Западной Сибири. Нефтям первого и второго классов свойственны невысокие содержания смолисто-асфальтеновых компонентов.

Для *нафтеновых* нефтей характерно содержание циклановых УВ во всех фракциях около 60% и более, алканов, как и смолисто-асфальтеновых компонентов, в этих нефтях мало. Типичными являются Балаханская и Сураханская нефти Баку. В *нафтеново-метаново-ароматических* нефтях алканы, цикланы и арены присутствуют примерно в одинаковых количествах, при этом отмечаются значительные концентрации (до 10%) смол и асфальтенов.

Нафтеново-ароматические нефти характеризуются преобладанием нафтенов и аренов, алканы отмечены только в легких фракциях, причем в небольшом количестве, концентрация смолисто-асфальтеновых компонентов еще более возрастает (15–20%). *Ароматические* нефти отличаются повышенным содержанием аренов во всех фракциях, это тяжелые нефти, они редко встречаются в природе; к нефтям этого класса, например, относится Бугурусланская нефть Урало-Поволжья.

Близка к рассмотренной классификация нефтей О.А. Радченко и Ф.Б. Инденбом, в которой выделено пять классов, аналогичных вышеупомянутому, только отсутствует класс ароматических нефтей. Граничные параметры для выделенных классов отличаются для бессернистых и сернистых нефтей, для последних они в соответствующих фракциях выше для метановых и ароматических УВ и ниже для нафтеновых.

А.Ф. Добрянский и С.С. Наметкин классифицировали нефти также по содержанию алканов с учетом еще 13 показателей на 7 классов.

В классификации нефтей Б. Тиссо и Д. Вельте (1978) в качестве главного параметра рассматривается содержание насыщенных УВ, которое отрицательно коррелируется с содержанием ароматических УВ, смол, асфальтенов и серы. Эмпирически на основе рассмотрения характера распределения УВ нефтей более 500 месторождений установлены две четкие совокупности (примерно по 50%): 1) парафиновые и парафино-нафтенковые нефти, 2) ароматические и асфальтеновые. Нефти определяются как «нафтенковые» или «парафиновые», если общее содержание насыщенных УВ в них превышает 50%. Для практического использования вводится дополнительная граница, соответствующая 40% алканов и циклоалканов (рис. 1.13). Эта граница отделяет нафтенковые и парафиновые нефти от парафино-нафтенковых. Нефти определяются как ароматические, если общее содержание ароматических, смол и асфальтенов больше 50%. Дополнительная граница разделяет ароматико-смешанные нефти, содержащие более чем

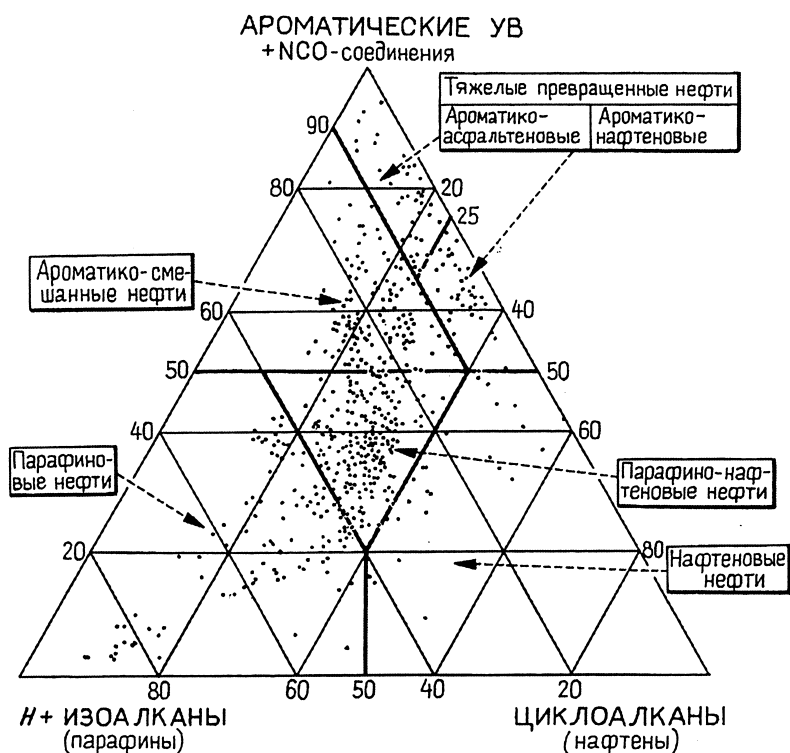


Рис. 1.13. Треугольная диаграмма состава шести классов нефтей (по Б. Тиссо и Д. Вельте)

10% алканов, и тяжелые превращенные нефти с содержанием алканов менее 10%. Последний класс подразделяется на два подкласса: ароматико-асфальтеновые нефти, для которых характерна высокая сернистость и концентрация цикланов менее 25%, и ароматико-нафтеносые нефти, концентрация цикланов в них более 25%, обычно содержат не более 1% серы.

Нефти выделенных классов распространены в природе крайне неравномерно. По встречаемости и распространенности месторождений выделенные классы нефтей распределены следующим образом: парафиново-нафтеносые, ароматико-смешанные и парафиносые. Если же рассматривать общие запасы, то картина изменится: в количественном отношении наиболее важны тяжелые превращенные нефти, затем ароматико-смешанные. Первый класс представлен аномальными запасами Атабаски (Канада) и Восточной Венесуэлы, ароматико-смешанный класс — колоссальными скоплениями нефти в Персидском заливе.

А.А. Петровым положен совершенно другой принцип типизации нефтей. Используя современные методы — газожидкостную хроматографию и масс-спектрометрию, он изучил более 400 нефтей из разновозрастных толщ практически всех основных бассейнов России и стран ближнего зарубежья. Основой его типизации является распределение нормальных и изопреноидных алканов. Все исследованные нефти были разделены на две большие группы: *нефти категории А* и *Б*. На хроматограммах фракции 200–430 °С нефтей категории А четко проявляются в аналитически определяемых количествах пики нормальных и изопреноидных алканов. В свою очередь, в зависимости от соотношения выделяются два типа нефтей: A^1 , в которых пики нормальных алканов преобладают над соответствующими изопреноидами; A^2 , в которых пики изопреноидов заметно преобладают над *n*-алканами и при этом увеличивается высота фона (или горба, состоящего из УВ, не разделенных газожидкостной хроматографией).

На хроматограммах фракции 200–430 °С нефтей, отнесенных к категории Б, также подразделенной на два типа, пики *n*-алканов отсутствуют. На хроматограммах нефтей типа B^2 над еще более увеличенным фоном четко проявляются только пики изопреноидных алканов. Хроматограмма нефтей типа B^1 представляет сплошной фон не разделяющимися хроматографически УВ, пики как нормальных, так и изопреноидных алканов полностью отсутствуют. На рис. 1.14 приведены хроматограммы выделенных типов нефтей.

Нефть типа A^1 по групповому составу фракции 210–430 °С соответствуют нефтям парафинового и нафтенос-парафинового

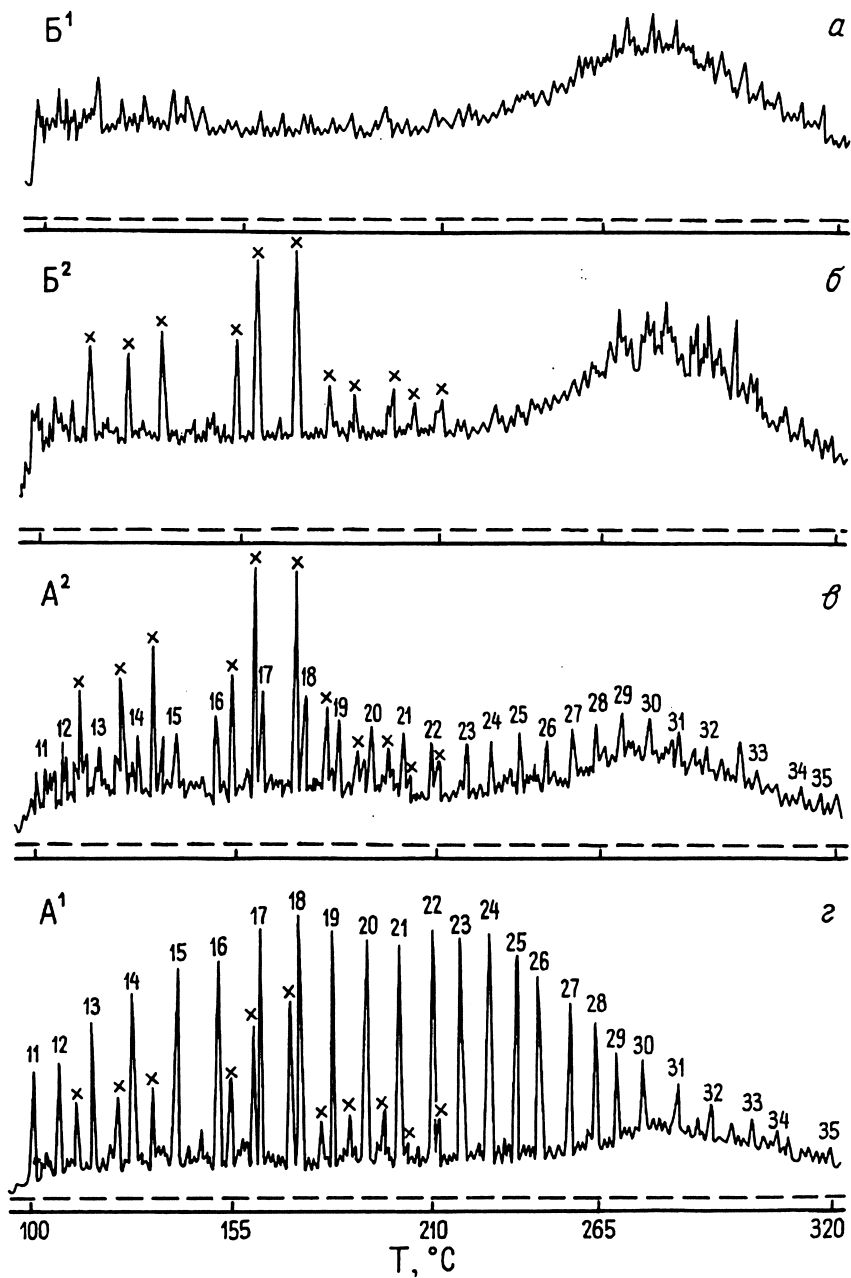


Рис. 1.14. Хроматограммы нефтей различных химических типов
(по А.А. Петрову, 1984)

основания. Как правило, это нефти с высоким содержанием бензиновых фракций и низким смол. Нефти этого типа наиболее распространены в природе и встречаются в отложениях разного возраста — от рифея до неогена, это основные высокодебитные нефти (месторождения Ромашкино, Самотлор и др.).

Нефти типа А² соответствуют нафтенно-парафиновым и парафиновым. Концентрация алканов в них несколько ниже (25 и 40%) по сравнению с нефтями А¹, изопреноиды преобладают над н-алканами, при этом концентрация последних на порядок меньше, чем в нефти типа А¹. Эти нефти приурочены к относительно небольшим глубинам (меньше 2000 м) и встречаются в отложениях кайнозоя и мезозоя. Типичные представители — нефти Южного Каспия (Сураханы, Нефтяные Камни, Дувай-море).

Нефти типа Б² соответствуют нефтям главным образом нафтенного, реже парафино-нафтенного основания. Среди насыщенных УВ в них преобладают циклоалканы (60–75%), концентрация изопреноидов (0,5–6%) на фракцию 200–430 °С. Нефти этого типа распространены в основном в молодых отложениях на небольших глубинах, хотя известны и исключения. Типичные представители этого типа — нефти месторождений Старо-Грозненское, Анастасиевско-Троицкое (Северный Кавказ).

Нефти типа Б¹ имеют нафтенное и нафтенно-ароматическое основание; как правило, они содержат мало легких фракций, для них характерно полное отсутствие алканов. Это типичные кайнотипные нефти (согласно классификации А.А. Карцева), их залежи находятся на глубине 300–1000 м. Типичными нефтями Б¹ являются нефти месторождений Грязевая Сопка, Сураханы, Балаханы (Южный Каспий — неоген), месторождение Русское (Западная Сибирь). На рис. 1.15 представлено среднестатистическое распределение нефтей различных химических типов по возрасту вмещающих отло-

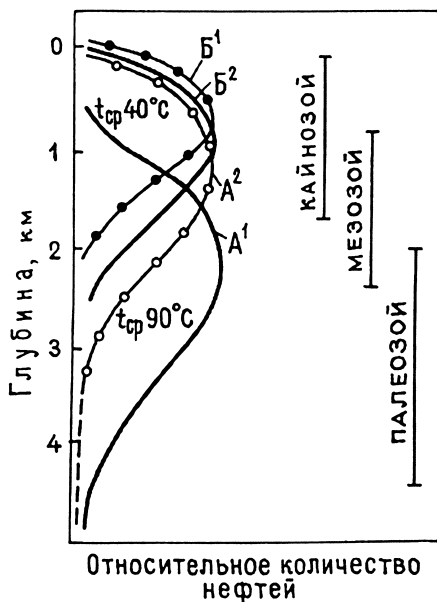


Рис. 1.15. Среднестатистическое распределение нефтей различных химических типов по глубинам залегания и по возрасту вмещающих отложений (по А.А. Петрову, 1984)

жений и глубине залегания. А.А. Петров отмечает четко проявляющуюся зональность: максимум залежей нефтей типов A^2 , B^2 и B^1 приурочен к глубинам 500–1000 м, нефти типа A^1 преобладают с глубины 2 км. В целом независимо от возраста вмещающих отложений с увеличением глубины намечается постепенный переход от нефтей типа B^1 к типу A^1 . Причины такой зональности очень сложны и неоднозначны. Они обусловлены как условиями генезиса нефти, так и характером ее дальнейших преобразований. Подробнее эти вопросы рассмотрены в гл. 4.

1.3. ГАЗОВЫЕ УГЛЕВОДОРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Углеводородные газы (УВГ) являются частью природных углеводородных систем, газовой фазой природных УВ. Природные газы — это УВ растворы, имеющие газообразное в нормальных (атмосферных) условиях состояние, выделенные из состава более сложных природных систем. Типы природных газов земной коры приведены в табл. 1.2. Природные газы находятся на Земле в различном состоянии: свободные в атмосфере и газовых залежах, растворенные в водах, сорбированные, окклюдированные, в виде твердых растворов — газогидратов. Газы, растворенные в нефти и выделяющиеся при разработке и самоизлиянии, называются попутными газами. Высокое энергосодержание, способность к химическим превращениям, низкое загрязнение биосферы обуславливают использование УВГ в качестве наиболее удобного топлива и ценного химического сырья.

Таблица 1.2

Типы природных газов

Природная система	Дегазация или сепарация	
	самопроизвольная (спонтанная)	принудительная
Подземный газ (пластовый)	Свободный газ	Газ дегазации и дебутанизации сырого конденсата
Пластовая нефть	Нефтяной газ	Газ глубокой стабилизации нефти
Природная вода	Водорастворенный спонтанный газ	Водорастворенный газ
Природные гидраты	Газогидратный газ	Водорастворенный газ газогидратной воды
Горная порода	Природные газы открытого трещинно-порового пространства	Газы закрытых пор, окклюдированный, сорбированный и др.

Состав и свойства газов

Основными компонентами природного (горючего) газа являются углеводороды от метана до бутана включительно, отмечаются также следы C_5-C_8 . Природные газы также содержат и неуглеводородные компоненты: углекислый газ, азот, сероводород, инертные газы. Главным компонентом природных горючих газов является метан. Природный газ считается *сухим*, если он состоит главным образом из метана (более 85%), с низким содержанием этана (менее 10%), практическим отсутствием пропана и бутана, с содержанием менее $10 \text{ см}^3/\text{м}^3$ способных конденсироваться жидкостей. *Тощий* газ — пластовый газ метанового состава с низким содержанием этана, пропана и бутана. Количество конденсата в нем составляет $10-30 \text{ см}^3/\text{м}^3$. Газ *жирный*, если содержание конденсата колеблется от 30 до $90 \text{ см}^3/\text{м}^3$. В геохимии широко используется показатель «коэффициент сухости» ($CH_4 / C_{2+\text{выш}}$).

Природные газы бесцветны, легко смешиваются с воздухом, растворимость их в воде и нефти различна. Свойства газов на поверхности и в пластовых условиях отличаются, они во многом определяются термобарическими условиями и физико-химическими параметрами среды. На растворимость природного газа влияют температура, давление, состав газа и нефти. Растворимость газа в нефти повышается с ростом давления и уменьшается с ростом температуры; она растет в ряду C_1-C_4 . Растворимость газа уменьшается с увеличением плотности нефти. Давление, при котором данная нефть полностью насыщена газом, называется *давлением насыщения*; если давление в залежи падает, то газ выделяется в свободную фазу.

Плотность газов — масса вещества в единице объема ($\text{г}/\text{см}^3$) или выражается отношением молекулярной массы (в молях) к объему моля $\rho = M/22,4 \text{ л}$. Плотность метана $7,14 \cdot 10^{-4}$, бутана $25,93 \cdot 10^{-4}$, диоксида углерода $19,63 \cdot 10^{-4} \text{ г}/\text{см}^3$. Обычно используется относительная плотность по воздуху (безразмерная величина — отношение плотности газа к плотности воздуха; при нормальных условиях плотность воздуха $1,293 \text{ кг}/\text{м}^3$). Относительная плотность метана 0,554 (20°C), этана 1,05, пропана 1,55, диоксида углерода 1,53, сероводорода 1,18.

Газонасыщенность (G) — важный показатель газонасыщенности недр; газонасыщенность нефти — газовый фактор. Газонасыщенность вод ($\text{см}^3/\text{л}$, $\text{м}^3/\text{м}^3$) — суммарное содержание газа в указанном объеме флюида (л , м^3). По данным А.С. Панченко и В.П. Ильченко (1978), аномалии по величине газонасыщенности сопровождают все газоконденсатные месторождения Предкавказья.

казья. Вблизи контура газоконденсатных залежей независимо от гидрохимической зональности значения $\Gamma = 2-4 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

В кайнозойских нефтегазоносных бассейнах Сахалина, Куринской депрессии газонасыщенность вод газами УВ состава до глубины 3 км не превышает $3,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$, расчетная газонасыщенность вод на глубине 6 км достигает $7,7 \text{ м}^3/\text{м}^3$. В Западной Сибири газонасыщенность вод УВ-газами до глубин 3 км колеблется от 0,3 до $1,5 \text{ м}^3/\text{м}^3$, расчетная же газонасыщенность на глубине 6 км около $7,5 \text{ м}^3/\text{м}^3$. В Мексиканском бассейне на глубине 4358 м (скв. Делкамбер) газонасыщенность вод $8-9 \text{ м}^3/\text{м}^3$, газонасыщенность резко возрастает при аномально высоком давлении (АВПД).

Газонасыщенность вод не только показатель газоносности недр. Эти воды сами могут быть источником газа. Добыча растворенного в воде УВ-газа успешно ведется в Японии (префектура Сидзуока).

Метан CH_4 — наиболее распространенный и миграционно-способный УВ-газ в природе, он характеризуется низкой сорбционной способностью, небольшой растворимостью в воде, которая также зависит от температуры: $0,055 \text{ м}^3/\text{м}^3$ (0°C), $0,033$ (20°C), $0,017$ (100°C). Метан легко загорается ($T_{\text{восп}} - 695-742^\circ \text{C}$), его теплота сгорания 50 МДж/кг . Смеси метана с воздухом взрывоопасны (нижний предел взрываемости 5%). Метан не содержит связей $\text{C}-\text{C}$, менее прочных, чем $\text{C}-\text{H}$, что обусловлено его термической прочностью и устойчивостью к химическим воздействиям. Генезис метана может быть биохимическим, термокаталитическим (катагенетическим), метаморфическим, вулканическим. Подробно этот вопрос, как и генезис других газов, будет рассмотрен ниже.

Газообразные *гомологи метана* — тяжелые углеводороды — ТУВ (этан C_2H_6 , пропан C_3H_8 , бутан C_4H_{10}) имеют большую по сравнению с метаном сорбционную способность и низкий коэффициент диффузии, что позволяет им концентрироваться в газах закрытых пор. Этан имеет наибольшую из всех УВ-газов растворимость в воде ($0,047 \text{ м}^3/\text{м}^3$ при 20°C). Смеси этих газов с воздухом также взрывоопасны. Содержание каждого из гомологов в газах чисто газовых залежей обычно менее 0,5%, в нефтяных попутных газах достигает 30%. Газообразные гомологи метана — ценное сырье нефтехимической промышленности; они используются в производстве синтетического каучука, полиэтилена, пластмасс. Промышленное значение имеют газы, содержащие не менее 2–3% ТУВ.

Двуокись (диоксид) углерода (углекислота) CO_2 в нормальных условиях — газ, при -78°C — твердая снегоподобная масса (су-

хой лед), при нагревании непосредственно переходит в газ; CO_2 в 1,5 раза тяжелее воздуха. Содержание CO_2 в газах и нефтях изменяется от 0 до 59%, двуокись углерода хорошо растворяется в воде, растворимость возрастает с увеличением давления. Так, при 20 °С и 0,1 МПа в одном объеме воды растворяется приблизительно один объем CO_2 . При давлении 30 МПа и температуре 100 °С в одном объеме воды может раствориться 30 объемов CO_2 . Двуокись углерода имеет различный генезис: образуется при окислении углеводородов и других органических соединений, при декарбоксилировании органических кислот, при разложении бикарбонатов, возможно и мантийное происхождение CO_2 .

Азот N_2 — бесцветный газ без запаха, содержание его в воздухе 75,5% по весу (78,09 об.%), в природных газах варьирует в широких пределах (от сотых долей до 99%). В нефтяных попутных газах содержание азота изменяется от 0 до 50%. При длительной эксплуатации попутный нефтяной газ обедняется азотом, что связано с его малой растворимостью в нефти. Газ химически инертный. Азот может быть атмосферного, биохимического и глубинного происхождения; в водах верхней части осадочного чехла он чаще всего атмосферный, с глубиной его содержание обычно падает. Показатель $\Sigma\text{УВ}/\text{N}_{2-}$ — коэффициент химической закрытости недр — возрастает с увеличением глубины.

Природный азот состоит из двух стабильных изотопов ^{14}N и ^{15}N . Для атмосферного азота характерно отношение $^{14}\text{N}/^{15}\text{N} = 273$ (стандарт). Изотопный состав азота природных газов варьирует в широких пределах: $\delta^{15}\text{N}$ изменяется от -10 до $+18\text{‰}$.

Сероводород H_2S — бесцветный горючий газ с характерным резким запахом, хорошо растворимый в воде. Плотность его 1,538 г/л, теплота сгорания 2,3 МДж/м³, температура кипения 60 К. Сероводород — высокотоксичный газ, при концентрации его в воздухе более 0,1% может наступить летальный исход; предельно допустимое содержание в воздухе 0,01 мг/л. Сероводород встречается в свободных природных газах, обычно его концентрация редко превышает 1%. В газах, связанных с карбонатно-сульфатными толщами, концентрация H_2S увеличивается до 10–20, редко до 50%. Сероводород встречается также в вулканических и фумарольных газах. В природе известны разные источники H_2S : биохимическое окисление ОВ , восстановление сульфатов сульфат-редуцирующими бактериями, при химическом восстановлении сульфатов, при термолитизе ОВ и др. Промышленную ценность представляют газы, содержащие 0,05–0,1% сероводорода.

Водород H_2 — самый легкий газ в природе (легче воздуха в 14 раз), бесцветный, не имеет запаха, плотность по воздуху 0,0695,

высшая теплота сгорания $12,2 \text{ МДж/м}^3$. Водород имеет два стабильных изотопа: протий (^1H) и дейтерий (D или ^2H) — и один радиоактивный — тритий; доля дейтерия в водороде Земли очень мала. Водород природных газов несколько обогащен дейтерием: отношения $\text{D} : ^1\text{H} = 1 : 4000$ (в воде это отношение $1 : 6800$). Водород в природных газах содержится в количестве от тысячных долей до 60%. Повышение его концентрации свойственно вулканическим и другим глубинным газам. В.И. Молчанов считает водород обычным газом осадочных пород, не приуроченным к определенному диапазону толщ. Чаще всего водород ассоциируется с соленосными, угленосными и нефтеносными отложениями; он приурочен к наиболее погруженным частям депрессий. В газах нефтегазоносных районов H_2 присутствует довольно редко. В Западной Сибири из 1000 опробованных участков водород отмечен в восьми, причем он более свойствен вмещающим породам, чем пластам-коллекторам. По мнению В.А. Соколова, водород свойствен газам древних отложений. Селенгинская депрессия Иркутского амфитеатра, например, характеризуется повсеместным присутствием водорода.

Основным источником свободного водорода в земной коре является вода, при взаимодействии которой с окислами металлов при высоких температурах образуется водород; водород также типичный компонент вулканических фумарольных и прочих глубинных газов. Возможен также генезис водорода при биохимическом и радиоактивном разложении ОВ.

Гелий He — газ без цвета и запаха, химически инертный, т.е. неспособный к химическим реакциям, горению, взрыву. Среднее содержание гелия в земной коре $1 \cdot 10^{-6}$ вес.%, в атмосфере $5,2 \cdot 10^{-4}$ об.%. В природных газах содержание гелия достигает 18 об.%, в свободных не превышает 10%, в попутных 0,5%. Природные газы с повышенным содержанием гелия являются ценным химическим сырьем.

Стабильные изотопы гелия ^3He и ^4He имеют главным образом радиогенный генезис — образуются при α -распаде радиоактивных элементов (урана, тория) и характеризуются абсолютным преобладанием ^4He ($^3\text{He}/^4\text{He} = 10^{-10} - 10^{-9}$ в урановых минералах); первичный же гелий имеет соотношение $^3\text{He}/^4\text{He} = n \cdot 10^{-4}$. Гелий атмосферы представляет смесь первичного и радиогенного с относительно постоянным составом ($^3\text{He}/^4\text{He} = 1,4 \cdot 10^{-6}$). Повышенные концентрации гелия отмечаются в зонах нарушений. Данные об изотопном составе гелия используются для определения его корового или мантийного генезиса.

Классификации газов

В природе газы распространены очень широко и составляют газовую оболочку — атмосферу. Они присутствуют в свободном, растворенном, сорбированном, механически и химически связанном состоянии в гидросфере и литосфере. Существует много классификаций газов по разным признакам: химическому составу, генезису, месту нахождения (В.В. Белоусов, А.Л. Козлов, М.И. Субботы, И.В. Высоцкий, Н.А. Еременко, С.П. Максимов и др.).

Одним из первых классификацию природных газов создал В.И. Вернадский (1912). Он подразделил газы по разным принципам: 1) форме нахождения — свободные и растворенные, жидкие и твердые; 2) источникам образования — газы земной поверхности, глубоких частей литосферы и газы, проникающие из мантии; 3) химическому составу — азотные, углекислые, метановые, водородные, сероводородные.

В.В. Белоусов предложил генетическую классификацию природных газов, подразделив их на газы: 1) биохимического, 2) воздушного, 3) химического и 4) радиоактивного происхождения. А.Л. Козлов построил свою классификацию газов также по генетическому принципу и выделил два основных класса: А) газы, образующиеся в земной коре (биохимические, химические, метаморфические); Б) газы миграционные (космические, магматические, мантийные). Генетическая классификация И.В. Высоцкого включает характеристику исходного материала газов, основные газообразующие процессы, форму нахождения и химический состав. Согласно этой классификации выделяется пять генетических типов газов: 1) биохимический, 2) литохимический, 3) радиоактивный — газы, формирующиеся в земной коре, 4) атмосферный — циркуляционные газы, 5) космический — реликтовые газы.

Классификация газов, растворенных в пластовых водах, по составу была предложена М.И. Субботой (1961), а затем Л.М. Зорькиным (1971). Эта классификация приведена в табл. 1.3. Авторы различных классификаций проводят границу углеводородных компонентов для определения класса и типа газа в пределах 75–100%. Разницы в химическом составе свободных и растворенных газов нет. По условиям нахождения газов в породе Е.В. Стадник выделяет три группы: рассеянные газы пород, газы подземных вод и газы залежей. Рассеянные делятся на газы закрытых и открытых пор, среди которых различаются: 1) свободные, 2) растворенные в воде, 3) сорбированные минеральной частью породы, 4) сорбированные органическим веществом, 5) межслоевых пространств минералов (Зорькин и др., 1985).

Природные газовые смеси осадочного чехла по соотношению компонентов с учетом классификации Л.М. Зорькина (1973) предложено разделять следующим образом: азотные (более 50%), углеводородные (C_nH_m более 50%), кислые (CO_2 более 50%), водородные (H_2 более 50%) и смешанные, когда концентрация любого компонента не превышает 50% (Зорькин и др., 1985).

Таблица 1.3

**Классификация растворенных в пластовых водах газов по их составу
(по Л.М. Зорькину)**

Класс газа	Тип газа	Содержание компонентов
Углеводородный	Метановый	$75 \geq \text{C}_n\text{H}_m \geq 50; \text{N}_2 \leq 25;$ $(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \leq 25$
	Азотно-метановый	$\text{C}_n\text{H}_m \geq 50; 50 \geq \text{N}_2 \geq 25;$ $(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \leq 25$
	Углекисло-метановый	$75 \geq \text{C}_n\text{H}_m \geq 50; \text{N}_2 \leq 25$ $50 \geq (\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \geq 25$
Азотный	Азотный	$\text{N}_2 > 75; \text{C}_n\text{H}_m < 25;$ $(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \leq 25$
	Метано-азотный	$75 \geq \text{N}_2 \geq 50; 50 \geq \text{C}_n\text{H}_m \geq 25;$ $(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \leq 25$
	Углекисло-азотный	$75 \geq \text{N}_2 \geq 50; \text{C}_n\text{H}_m \leq 25$ $(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \geq 25$
Углекислый	Углекислый	$(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \geq 75; \text{C}_n\text{H}_m \leq 25;$ $\text{N}_2 \leq 25$
	Азотно-углекислый	$75 \geq (\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \geq 50;$ $\text{C}_n\text{H}_m \leq 25;$ $\text{N}_2 \geq 25$
	Метано-углекислый	$75 \geq (\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \geq 50;$ $50 \geq \text{C}_n\text{H}_m \geq 25;$ $\text{N}_2 \leq 25$
Углекисло-азотно-метановый	Углекисло-азотно-метановый	$\text{C}_n\text{H}_m \leq 25; \text{N}_2 \geq 25;$ $(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \geq 25$
	Метано-углекисло-азотный	$\text{N}_2 \leq 50; (\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \geq 25;$ $\text{C}_n\text{H}_m \geq 25$
	Метано-азотно-углекислый	$(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}) \leq 50; \text{C}_n\text{H}_m \geq 25$ $\text{N}_2 \geq 25$

Природные газы, как свободные, так и присутствующие в растворенном состоянии в воде, часто представляют собой сложную смесь по составу и генезису, поскольку разные процессы приводят к образованию газов сходного состава.

Гидраты природных газов

Свойства гидратов и условия их образования. Согласно современным представлениям, отдельные газы или их смеси способны образовывать газовые гидраты. Газогидраты — твердые кристалли-

ческие вещества, так называемые газовые клатраты. Кристаллическая решетка клатратов построена из молекул воды, во внутренних полостях которых размещены молекулы газа, образующего гидрат. Они удерживаются силами Ван-дер-Ваальса. Не заполненная газом решетка существовать не может, в этом ее принципиальное отличие от кристаллической решетки льда. Газогидраты кристаллизуются в две структуры кубической сингонии.

I структура — объемно-центрированная кубическая решетка размером 1,2 нм, ее элементарная ячейка, построенная из 46 молекул воды, содержит 8 полостей: 6 больших (0,59 нм) и 2 малых (0,52 нм), в которых располагаются молекулы газа. Большие полости представляют собой тетраэдры, малые — пентагондодекаэдры (рис. 1.16).

II структура — гранецентрированная кубическая решетка типа алмаза размером 1,73–1,74 нм; элементарная ячейка этой структуры построена из 136 молекул воды и содержит 16 малых (0,48 нм) и 8 больших (0,69 нм) полостей. Малые, как и структуры I типа, — пентагональные додекаэдры, большие представляют собой сферические гексадекаэдры, т.е. если величина молекул газа меньше 0,6 нм (CH_4 , C_2H_6 , CO_2 , H_2 , O_2), то образуется гидрат I структуры, если меньше 0,69 нм, то гидрат II структуры (C_3H_8 , и- C_4H_{10} и др.), если больше 0,69 нм, то гидраты вообще не образуются. Внешний вид кристаллов газовых гидратов достаточно разнообразен и зависит как от состава, так и от гидродинамических параметров гидратообразования. Было установлено, что чем меньше молекулярная масса газа, тем более прямолинейными получаются газогидраты. Так, гидрат CH_4 образует почти

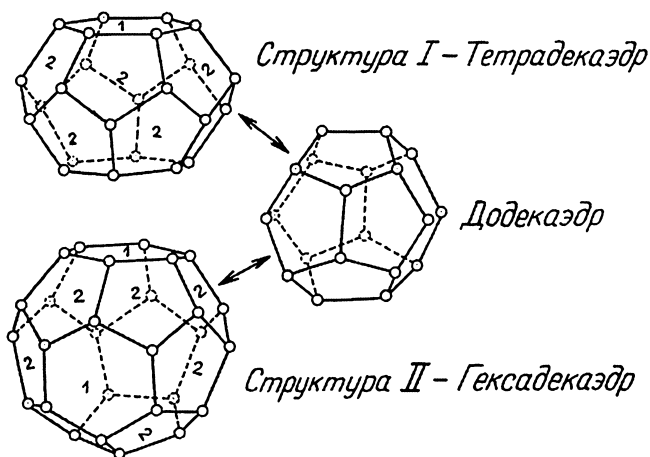


Рис. 1.16. Структуры газогидратов

Физико-химические свойства некоторых гидратов (Бык, Фомина, 1970)

Газ-гидратообразователь	η	$V, \text{ м}^3$	$\rho, \text{ г/см}^3$
CH_4	5,75	1,26	0,92
C_2H_6	5,75	1,285	1,00
C_2H_6	17,0	1,307	0,88
и- C_4H_{10}	17,0	1,314	0,90
CO_2	5,75	1,28	1,11
H_2	57,6	1,26	1,05

Примечание: ρ — плотность; V — удельный объем воды в гидрате; η — отношение числа молекул воды к числу молекул газа в гидрате.

прямолинейные кристаллы, C_2H_6 — нитевидные, C_3H_8 — беспорядочно разветвленные кристаллы. Физико-химические свойства некоторых гидратов приведены в табл. 1.4.

Условия образования газогидратов наглядно иллюстрирует диаграмма гетерогенного равновесия в координатах Р—Т, показывающая начальные условия образования гидратов отдельных газов.

На рис. 1.17 приведена диаграмма гидратообразования для CH_4 , CO_2 , C_2H_6 , и- C_4H_{10} , C_3H_8 , H_2S , т.е. газов, наиболее распространенных в осадочных бассейнах, отражающая линейную зависимость между температурой и давлением. С ее помощью

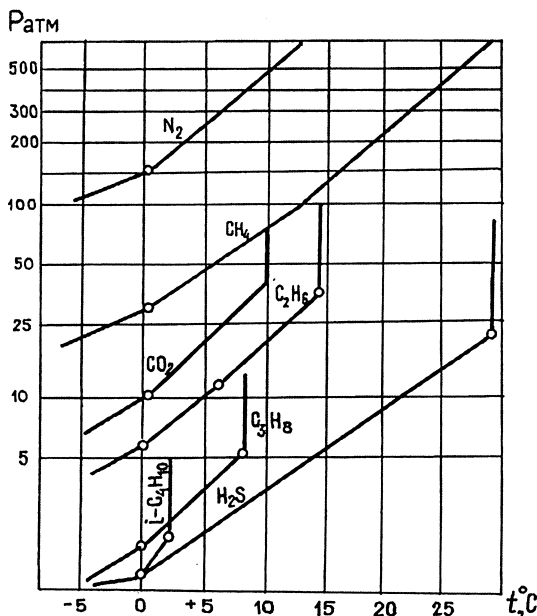


Рис. 1.17. Условия образования гидратов индивидуальными компонентами природных газов (Бык, Фомина, 1970)

можно легко определить равновесные условия гидратообразования для каждого из этих газов. Изучение природных газогидратов насчитывает всего 30-летнюю историю, хотя техногенные гидраты известны более 150 лет. Гидратные пробки в газопроводах и скважинах затрудняют разработку и транспортировку газа.

В конце 60-х годов была открыта возможность существования газа в гидратном состоянии в естественных условиях; было проведено лабораторное моделирование природных процессов гидратообразования (С.Ш. Бык, Ю.Ф. Макагон, Д.М. Медовский, В.П. Царев, А.Ф. Безносиков). Впервые природные гидраты газа наблюдались в современных осадках Каспийского моря и были описаны А.Ю. Ефремовой и Б.П. Жиженко (1972). В последнее десятилетие гидратоносность Мирового океана доказана глубоководным бурением в различных его районах, получены газогидраты в грязевых вулканах в акваториях различных окраинных морей. В настоящее время природные газогидраты получены в сотнях точек Мирового океана, и число их постоянно растет.

Распространению и сохранности газогидратов в земной коре, разработке методов поисков и разведки, а также возможности их использования в качестве промышленного энергетического сырья посвящен ряд работ Г.Д. Гинсбурга, Ю.Ф. Макагона, А.А. Трофимука, Н.В. Черского, В.П. Царева и др.

Классификации природных газогидратов. Природные газогидраты классифицируются по разным признакам. Морфологически выделены четыре основных вида: мелковкрапленные, узловатые, слоистые, массивные (плотные). В петрографическом смысле в качестве породообразующего компонента газогидраты подразделяются на три типа: 1) гидрат — мономинеральная порода, 2) гидрат — главный породообразующий компонент (минерал), 3) гидрат — аксессуарный. Выделенным типам отвечают известные формы подземного льда. В качестве модели природного гидратообразования Г.Д. Гинсбургом также был использован хорошо изученный процесс льдовыделения при промерзании неконсолидированных пород. Примером первого типа гидрата является чистый массивный гидрат, описанный в керне скважины 570 DSDP на континентальном склоне Центрально-Американского желоба среди алевроитовых глин палеоценового возраста. По данным каротажа, мощность гидрата 3–4 м, его плотность 1,1 г/см. Аналогов льда — породообразующего минерала — второго типа газогидратов — известно достаточно много. Гидраты такого типа встречены в породах разного литологического состава и структуры. Газогидрат, видимо, заполняет поры и играет роль цемента. Третий тип газогидратов — аксессуарный — наиболее распространенный. Гидраты этого типа описываются как включения «льдоподобных

образований», они выполняют гнезда, пустоты, трещины в породах и осадках разного состава.

Е.С. Баркан и Г.Д. Гинсбург по генетическому признаку выделяют четыре основных типа газогидратов: 1) криогенный, 2) седиментогенный, 3) фильтрогенный и 4) диагенетический.

Под *криогенным* газогидратом понимается такое скопление гидрата, которое образуется в результате понижения температуры в уже существовавшей ко времени охлаждения залежи газа. До сих пор неизвестны месторождения или залежи, которые однозначно можно было отнести к подобным газогидратным скоплениям. По геофизическим и геохимическим показателям предполагается, что газ в виде гидратов присутствует в Мессояхском газовом месторождении (Усть-Енисейский район Красноярского края).

Седиментогенные газогидраты образуются на континентальных склонах и у подножий. К ним приурочена подавляющая часть известных проявлений гидратов в морях. Формирование седиментогенных гидратов определяется сочетанием благоприятных термобарических условий и повышенных концентраций органического вещества, которое и является источником биогенного метана и прочих газов.

Отложения континентального склона и подножия формируются за счет суспензионных потоков, свойственные им турбулентность, низкая плотность, высокая водо- и газонасыщенность обеспечивают оптимальный режим гидратообразования, близкий к техногенному.

Фильтрогенные газогидраты формируются при фильтрации газа или газонасыщенной воды через зону, отвечающую термодинамической стабильности гидратов. Такой тип образуется в осадочной толще в участках разгрузки флюидной системы, каковой может служить в том числе и подводный грязевой вулканизм.

Диагенетический тип газогидратов формируется вследствие связывания с поровой водой газов, образовавшихся при диагенетических процессах. Некоторые исследователи (А.А. Трофимук, Н.В. Черский, В.П. Царев и др.) прогнозируют крупнейшие скопления газогидратов именно этого типа. Скопления газогидратов в пределах континентального склона, видимо, имеют полигенную природу, как диагенетическую, так и седиментогенную. Диагенетическим газогидратам также свойственна прямая связь с содержанием ОВ.

Газогидраты в морских бассейнах. Гидратоносность различных районов Мирового океана доказана и подтверждена глубоководным бурением. В полярных морях с температурами, близкими к 0 °С (273 К), верхняя граница гидратообразования приближается к поверхности. Поскольку температура воды даже на экваторе на

глубине 1000 м составляет 288 К, а с глубиной она остается практически постоянной (274–276 К), то гидратообразование происходит во всех акваториях независимо от широты. Минимальная глубина верхней зоны гидратообразования для метана в Атлантическом океане 550 м, в Тихом океане 500 м, в Индийском 600 м; площадь распространения вышеуказанных глубин составляет более 70% площади Мирового океана.

Наиболее перспективными в отношении газогидратов являются участки сочленения шельфа арктических морей с материком. Термодинамический режим Северного Ледовитого океана соответствует условиям формирования газогидратов на всей территории вблизи дна, причем в направлении материка отмечено поднятие гидратного слоя.

Гидраты отмечены в разных районах Мирового океана: в окраинных и внутренних морях; в верхней части осадочной толщи Каспийского моря предполагается наличие двух зон гидратообразования — в котловинах Среднего и Южного Каспия. Зона распространения гидратов в Среднем Каспии ограничивается изобатой 390 м. Мощность зоны гидратообразования (ЗГО) 134 м, в Южном Каспии она оконтурена изобатой 152 м, мощность зоны 480 м. Масштабы гидратообразования в морях несравненно выше, чем на суше.

Газогидраты представляют собой объект поиска, во-первых, как источники УВ-сырья, во-вторых, по мнению многих исследователей (Ю.Ф. Макагон, А.А. Трофимук и др.), газогидраты способны образовывать непроницаемый экран, который может служить флюидонепроницаемой крышкой для жидких и газообразных УВ. Образование газогидратов сопровождается геохимическими эффектами, связанными как с водной, так и с газовой составляющей. Во-первых, в формировании гидратов участвует только пресная вода, поэтому в процессе связывания воды в гидратах происходит увеличение общей минерализации, возросшая соленость оставшихся вод тормозит дальнейший процесс гидратообразования. При этом в самих гидратоносных отложениях отмечается уменьшение солености. Во-вторых, в процессе гидратообразования неизбежно происходит фракционирование газа. Наиболее свободно переходят в гидраты этан и изобутан, труднее — метан. Свободный газ обедняется этаном, изобутаном и обогащается н-бутаном, который не переходит в гидраты.

При поисках газогидратных залежей и установлении границ ЗГО в морях и океанах широко используются различные геофизические методы. Лабораторные исследования образцов горных пород, содержащих гидраты, показали, что гидраты обладают аномальными упругими свойствами по сравнению с вмещающи-

ми породами, скорости продольных и поперечных волн в них выше, чем в породах, заключающих в себе жидкость или газ. На этих свойствах основано акустическое эхолотирование и сейсмические исследования.

Известно несколько видов сейсмических аномалий, видимо обусловленных газогидратами (яркие пятна, BSR, пагодные структуры, аномалии типа VAMP). Газогидраты как источники УВ-сырья представляют бесспорный интерес. Разработка газогидратных залежей основывается на переводе газа из твердого состояния в свободное в пластовых условиях. Распад газогидратов возможен при повышении температуры, понижении давления, а также при вводе в пласт веществ, разлагающих гидрат, например бромида кальция.

Для морских газогидратных залежей предлагается фактически только один метод — механическое разрушение струей воды. Предполагается, что газ, выделяемый из гидратов, будет сразу же растворяться в пульпе, отбор газа из пульпы должен производиться при помощи дегазации на поверхности.

Проблеме гидратов газа и их промышленного использования посвящена многочисленная литература. Однако проблема газогидратов далека от полного разрешения, поскольку многие вопросы теории и практики газовых гидратов разработаны недостаточно. Задача ближайших лет — установление масштабности проявлений газогидратов; необходимо решить основной вопрос: являются ли газогидраты уникальным природным образованием или нетрадиционным промышленным источником газового сырья, с которым связаны перспективы добычи газа в будущем?

Газоконденсатные системы

Если сжимать чистый газ, то он будет конденсироваться, при этом возникает жидкая фаза, которая может сосуществовать с газовой. В многокомпонентных системах, каковыми являются природные УВ-системы, увеличение давления ведет к тому, что жидкость, т.е. нефть, растворяется в газе — образуется так называемая «газорастворенная нефть» — *газоконденсат* — газоконденсатная система (ГКС).

Теоретические разработки и многочисленные эксперименты по взаиморастворимости жидкостей и газов (Т.П. Жузе, М.А. Капелюшников, Я.Д. Савина, И.С. Старобинец, Г.С. Ушакова, Г.Н. Юшкевич, А.И. Ширковский и др.) позволили установить, что формирование ГКС происходит в результате ретроградных явлений в условиях надкритических температур и давлений. Если в однокомпонентной системе при обычном испарении и кон-

денсации при повышении давления испарение уменьшается, а конденсация растет (в изотермических условиях), то в многокомпонентных смесях при росте давления испарение увеличивается — жидкость переходит в газообразное состояние, а при падении давления газ (пар) конденсируется, т.е. процесс идет в обратном направлении; он получил название *ретроградная конденсация*. Ход фазовых превращений рассмотрен на примере двухкомпонентной системы метан — жидкие УВ (рис. 1.18) на фазовой диаграмме в координатах давление (Р) — температура (Т).

Критическая температура $T_{кр}$ — температура, выше которой газ с повышением давления не может быть превращен в жидкость. В природных условиях осадочной толщи в жидком состоянии не могут существовать метан, водород, кислород, но пропан, бутан, H_2S и CO_2 легко превращаются в жидкости. *Критическое давление* $P_{кр}$ — давление, необходимое для конденсации пара при критической температуре. В двухкомпонентной смеси, в отличие от однокомпонентной, в критической точке С еще сосуществуют газовая и жидкая фазы, а $T_{кр}$ и $P_{кр}$ не являются максимальными. Максимальные для системы температуры и давления отмечены соответственно в точках T_m и P_m , где P_m — максимальное давление — *криконденбар*, при котором еще существует газовая фаза, и T_m — максимальная температура, при которой еще сохраняется жидкая фаза, — *крикондентерм*. Ретроградные явления испарения и конденсации происходят в узкой термобарической области, лежащей между криконденбаром и критической точкой, с одной стороны, и крикондентермом — с другой (заштрихованная область на рис. 1.18). Таким образом, *газоконденсатными* называются такие пластовые УВ-системы, в которых при данных

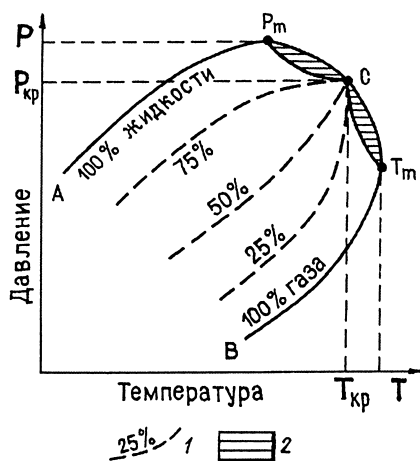


Рис. 1.18. Фазовая диаграмма многокомпонентной системы в координатах давление (Р) — температура (Т), иллюстрирующая ретроградные явления: 1 — линии равных содержаний жидкой фазы; 2 — область ретроградных процессов; $P_{кр}$ — критическое давление; $T_{кр}$ — критическая температура; С — критическая точка; P_m — криконденбар; T_m — крикондентерм

термобарических условиях УВ (C_{5+}) находятся в растворенном парообразном состоянии; растворителями являются метан, гомологи метана, углекислота.

Константы фазовых равновесий ГКС в недрах определяются пластовыми давлениями и температурами; они также зависят от состава жидкой и газовой фаз, их соотношения, литологических свойств пород и т.д. Различают сырой конденсат и стабильный. Сырой представляет собой извлеченную на поверхность жидкую фазу, в которой растворены газообразные компоненты. Сырой конденсат получают непосредственно в промысловых сепараторах при давлениях и температурах сепарации. Стабильный газоконденсат получают из сырого путем его дегазации, он состоит только из жидких УВ — пентана и высших.

В стандартных условиях газоконденсаты представляют собой жидкости, обычно прозрачные, бесцветные, желтоватые, слабоборичневые, иногда зеленоватые, плотности их колеблются в пределах $0,620\text{--}0,825\text{ г/см}^3$; обычно плотность конденсатов увеличивается с глубиной, также она меняется (обычно увеличивается) в процессе разработки.

Как правило, конденсаты характеризуются низкой температурой начала кипения ($24\text{--}92\text{ }^\circ\text{C}$). Большую часть конденсатов составляют фракции, выкипающие до 250 , реже до $300\text{ }^\circ\text{C}$, и лишь незначительная их часть выкипает выше $300\text{ }^\circ\text{C}$.

В групповом составе УВ составляют более 90% , смолы, как правило, не превышают 5% , асфальтены — десятые, сотые доли процента. Углеводородный состав газоконденсатов варьирует в широких пределах, особенно в распределении ароматических соединений, концентрация которых колеблется от 2 до 48% (таких колебаний УВ-состава в нефтях не встречено) (Чахмахчев, 1983). В целом конденсатам свойственны более простые индивидуальные соединения, чем нефти, что связано с растворяющей способностью газов. На состав конденсата влияет состав исходных нефтей. Например, как было установлено В.А. Чахмахчевым, мезозойские конденсаты Западного Предкавказья по составу близки одновозрастным нефтям и отличаются от кайнозойских нефтей.

Залежи газоконденсата распространены в широком гипсометрическом диапазоне от 710 до 4600 м , минимальные температуры и давления соответственно $25\text{ }^\circ\text{C}$ и $7,5\text{ МПа}$, максимальные — $195\text{ }^\circ\text{C}$ и 65 МПа .

Количество растворенного газоконденсата — конденсатный фактор K_{ϕ} — меняется в широких пределах — от $n \cdot 10$ до $1000\text{ см}^3/\text{м}^3$ и более; повышенные содержания конденсата отмечены, например, на месторождении Карачаганакское (P_{lar}) —

900–1130 см³/м³, на месторождении Талалаевское на Украине K_{ϕ} еще больше и достигает 1500 см³/м³.

Формирование в природных условиях газоконденсатов, видимо, может происходить различными путями. Конденсаты, которые сформировались в результате термобарических превращений газонефтяной системы, называют вторичными в отличие от первичных ГКС, образовавшихся за счет генерации газа и микро нефти из ОВ пород. Первичные ГКС исходные, вторичные — новообразованные. Для первичных ГКС характерно отсутствие нефтяной оторочки, размещены они ниже нефтяных залежей в более жестких термобарических условиях, на больших глубинах, соответствующих нижней части зоны мезокатагенеза. Эти ГКС отличаются низкими значениями конденсатных факторов, преобладанием в жидкой фазе ароматических УВ (20–45% на фракцию н.к. 200 °С), а в газах — метана и углекислого газа. Бензиновая фракция первичных ГКС отличается повышенной концентрацией бензола, толуола, циклогексана и метилциклогексана, пониженной — алканов, а в них н-алканов.

Вторичные ГКС отличаются присутствием нефтяной оторочки в залежах, в бензинах резко преобладают алканы, в газах доля гомологов метана составляет 15–20%. В этих ГКС велико содержание конденсата: K_{ϕ} колеблется от 120 до 1000 см³/м³; залежи этих конденсатов располагаются на меньших глубинах (Чахмахчев, 1983).

Состав газоконденсата меняется в процессе разработки залежи. Поскольку при ретроградной конденсации в жидкую фазу в первую очередь будут переходить высокомолекулярные нафтеновые и ароматические УВ, то доля низкомолекулярных алканов будет расти. Во избежание потерь жидкой фазы в порах пласта необходимо поддерживать пластовое давление в залежах выше точки обратной конденсации.

1.4. ПРОДУКТЫ ПРИРОДНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ НЕФТЕЙ

Продукты природного преобразования нефтей издавна называют *природными битумами* (первоначальное значение термина «битум» — вспыхивающая смола). Термин «битум» употребляется в разных значениях и в трех совершенно различных понятиях: генетическом, аналитическом и техническом, но при этом всегда имеются в виду признаки сходства с нефтью или ее производными. В настоящее время эта многозначность термина устранена с помощью нескольких других понятий: аналитического — «биту-

мoids»; технического — «технобитум»; генетического — «битум», объединяющего всю совокупность родственных нефти веществ (жидких и твердых). Продукты природного преобразования собственно нефтей следует называть *нафтидами* (термин В.Н. Муратова), причем это понятие включает и исходные продукты, генетически связанные, т.е. объединяет газы, газоконденсаты, нефти и их естественные производные.

Понятие «природные битумы» не включает жидкие и газообразные нафтиды, но включает понятие «нафтоиды». Нафтоиды — особая ветвь природных битумов, генетически не связанных с нефтью, а представляющих собой продукты природного процесса термического распада и возгонки органического вещества пород, — это пиро- и тектогенетические аналоги нафтидов. Нафтоиды представляют минералогический и генетический интерес, но ввиду очень локального распространения практического значения не имеют. Но поскольку нафтоиды — природные образования, по внешнему виду и свойствам соответствующие нафтидам, то их образование показано в общей схеме природного битумогенеза:

НАФТИДЫ			
газ	нефть	продукты природного преобразования нефти	НАФТОИДЫ
природные битумы			

Первая классификация нефтяных битумов была сделана Г. Геффером (1908), который все образования такого рода разделил на: 1) газы; 2) жидкие битумы, куда вошли нефть и мальта; 3) твердые битумы, включающие горный воск, горную смолу и асфальт. Помимо указанных нефтяных битумов Г. Геффер выделил смеси с разными веществами: А. Смеси с каменным углем: 1) бурый (дизодил и гагат), 2) черным (кеннель, богхед, торбанит); Б. Смеси с неорганическими веществами (горные породы): 1) битуминозные горные породы, 2) смолистые породы (смолистый сланец, смолистый песчаник), 3) асфальтовые горные породы (асфальтовый известняк, асфальтовый песчаник).

Вопросам классификации нафтидов и битумов посвящены исследования И.А. Орлова (1934), В.А. Успенского, О.А. Радченко (1961, 1964, 1979), В.Н. Муратова (1954) и др. Наиболее полной как по физическим свойствам, так и в генетическом плане является схема В.А. Успенского, О.А. Радченко, согласно которой приняты и классификационные границы классов и подклассов нафтидов.

В.А. Успенский, О.А. Радченко и др. (1964) выделяют 12 классов нафтидов: I — газы, II — нефти, III — мальты, IV — асфаль-

ты, V — озокериты, VI — элатериты, VII — альгариты, VIII — асфальтиты, IX — кериты, X — антраксолиты, XI — оксикериты, XII — гуминокериты. В основу этой классификации положен прежде всего химический состав, хотя каждый класс соответствует определенной генетической группе. Как подчеркивают авторы, «химическая характеристика... выступает в качестве одного из средств определенных генетических групп».

Классификация нафтидов В.Н. Муратова основана на генетическом принципе, хотя для выделения классов и отрядов в ней используются классификационные параметры В.А. Успенского. Нафтиды и нафтоиды выделяются в самостоятельный класс. Класс нафтидов подразделяется на шесть подклассов: I — нефти; II — продукты гипергенного изменения нефтей, подразделяемые на три отряда: 1) продукты подземного выветривания (мальты, асфальты); 2) продукты глубокого субаэрального выветривания (оксикериты, гуминокериты); 3) продукты микробияльного выветривания (альгариты, элатериты); III — продукты верхней зоны катагенеза (асфальтиты); IV — продукты метаморфизма нафтидов (кериты, антраксолиты); V — продукты контактового метаморфизма нафтидов; VI — продукты физической дифференциации нефтей (озокериты). При использовании этой классификации необходимо помнить, что нафтиды любого генетического подкласса не являются изолированными объектами, они обычно образуют непрерывные ряды переходных форм.

Исследования последних двух десятилетий позволили выделить линию битумогенеза, связанную с фазовыми переходами дифференциацией вещества при миграционных процессах (Гольдберг, 1975; Баженова и др., 1979). С учетом этих данных предложена типизация нафтидов, в которой с позиций формирования состава и свойств нафтидов (и/или нафтоидов) выделяются три основные генетические линии битумогенеза, отвечающие трем группам процессов: 1) гипергенных; 2) термально-метаморфических; 3) фильтрационно-миграционных (рис. 1.19). Соответственно этим линиям (и/или группам процессов) выделяются генетические группы, подразделяемые, в свою очередь, по химическому составу на классы. Причем представители разных генетических групп по химическому составу могут соответствовать одному классу (например, асфальтиты, кериты).

Гипергенная группа является наиболее многочисленной и широко распространенной в природе. Формирование нафтидов этой генетической линии обусловлено окислением первичных нефтей в зоне гипергенеза. Эта генетическая линия включает две подгруппы: I — непрерывный генетический ряд: мальта—асфальт—

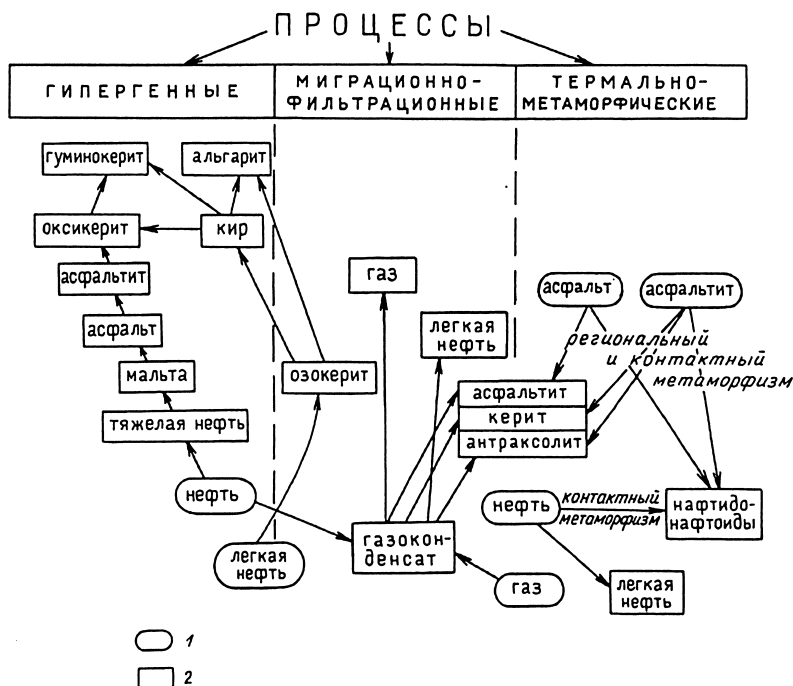


Рис. 1.19. Схема образования нафтидов различных генетических линий в природе: 1 — первичный продукт, 2 — новообразованный продукт

асфальтит—оксикерит—гуминокерит; II — продукты микробиального окисления нафтидов: альгариты—элатериты.

Формирование нафтидов I подгруппы, образующих непрерывный генетический ряд мальты — гуминокериты, происходит в зоне крипто- и идиогипергенеза и связано с увеличением действия гипергенных факторов. В зоне криптогипергенеза, где отсутствует свободный кислород, происходит микробиальное окисление легкой малосмолистой нефти и превращение ее в тяжелую, богатую смолисто-асфальтеновыми компонентами. При дальнейшем окислении такой тяжелой нефти вследствие ее излияния на поверхность или доступа кислородсодержащих вод биохимическое окисление дополняется чисто химическим и физическим. В результате нефть утрачивает свой определяющий признак — преимущественно УВ-состав и превращается в мальту.

Мальты обычно вязкие, вязкожидкие, реже твердые нафтиды плотностью 0,965–1,03 г/см³. По содержанию масел (40–65%) мальты занимают промежуточное положение между тяжелыми нефтями и асфальтами. Консистенцию мальт определяет содержание асфальтенов, которое изменяется в очень широких преде-

лах — от 0 до 40%. В компонентном составе в них, как правило, преобладают смолы; элементный состав мальт: С = 80–87%, Н = 10–12%. Масляная фракция мальт в соответствии с условиями образования обычно характеризуется отсутствием легких фракций и преобладанием циклических структур.

Асфальты — продукт дальнейшего преобразования мальт в зоне гипергенеза. Формирование асфальтов обусловлено дальнейшим окислением масел и конденсацией смол, в результате чего нафтид приобретает твердую консистенцию. Асфальты — твердые, легкоплавкие образования; плотность 1–1,10 г/см³; содержание масел в них 25–40 и 60–75% смолисто-асфальтовых компонентов. Содержание асфальтенов варьирует в широких пределах — от 10–15 до 45–50%; разности с высоким содержанием асфальтенов (45–50%) отличает повышенная хрупкость. Элементный состав асфальтов варьирует в зависимости от степени окисленности: С = 80–85%, Н = 9–10%, О = 0,3–3%, сера — от долей процента до 7–10%. Разности с повышенной концентрацией серы иногда называют тиаасфальтами.

В зарубежных классификациях мальты в отдельный класс не выделяются, а объединяются в один класс с асфальтами; диагностическим показателем асфальтов является содержание масел (25–50%).

Особое положение занимают продукты выветривания легких парафинистых нефтей в подзоне идиоhipергенеза, так называемые *киры*. Они принадлежат к классу асфальтов; по групповому составу и внешнему виду похожи на них, но отличаются по ряду признаков от типичных асфальтов, формирование которых происходило главным образом в подзоне криптогенеза. В природе кiry встречаются довольно редко; на поверхности Земли они обнаруживаются в виде образований натечного характера — кировые шляпы, кировые корки. Кiry отличаются от типичных асфальтов повышенным содержанием кислорода и пониженным азота, резким преобладанием спирто-бензольных смол над бензольными. Для киров характерно резкое превалирование метаново-нафтенных УВ и незначительное содержание ароматических УВ, что несвойственно обычным асфальтам.

Асфальтиты — твердые, хрупкие, относительно высокоплавкие нафтиды, полностью растворимые в хлороформе и других органических растворителях. Содержание масел в них менее 25%, соответственно смолисто-асфальтовых компонентов более 75%. Асфальтиты представляют собой продукты дальнейшего преобразования асфальтов в зоне гипергенеза. От асфальтов они отличаются повышенным содержанием асфальтенов, т.е. большей конденсированностью структуры. Это позволило Н.В. Муратову

отнести асфальтиты к продуктам зоны катагенеза. В.А. Успенский считает их продуктами зоны гипергенеза. Многочисленными наблюдениями природных нафтидопроявлений в ряде районов прослежен непрерывный ряд нафтидов в едином объекте: мальта—асфальт—асфальтит, что утвердило точку зрения В.А. Успенского. По мнению некоторых исследователей, возможно образование асфальтитов в результате фазово-миграционных процессов.

Асфальтиты имеют плотность 1–1,2 г/см³, температуру плавления 100–300 °С. Они разделяются на два подкласса: гильсониты и грэемиты. *Гильсониты* плавятся при температуре до 150 °С без видимого разложения, имеют блестящий раковистый излом. *Грэемиты* более тяжелые (плотность более 1,15 г/см³), более тугоплавкие ($t = 180\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$), плавление сопровождается вспучиванием; они отличаются повышенной хрупкостью, неровным изломом. По элементному составу грэемиты беднее водородом, в них асфальтены резко преобладают над смолами. Считают, что грэемиты — это более преобразованные гильсониты. В.А. Успенский подчеркивал, что эти два подкласса асфальтитов имеют генетические отличия, обусловленные различием состава исходных нефтей.

Количественный и элементный состав каждого из выделенных классов нафтидов варьирует в зависимости от формы нахождения.

Гипергенная подгруппа нафтидов ряда мальты—асфальты—асфальтиты широко распространена в природе: она составляет подавляющую массу первичных продуктов преобразования нефтей. Залежи и нафтидопроявления этих веществ отличаются большим разнообразием. Выделяются три типа залежей: пластовый, трещинный и покровных излияний. Наиболее распространенный пластовый тип залежей образуется на месте первичных нефтей; крупнейшие скопления такого типа приурочены к склонам щитов и антеклиз (Атабаска, Оленекское, Анабарское, Урало-Поволжье). Залежи трещинного типа формируются на путях миграции первичной нефти, этот тип наиболее характерен для асфальтов и асфальтитов. Залежи типа покровных излияний образуются в результате преобразования нефти, излившейся на поверхность. Такие залежи характерны для тектонически активных областей. В случае крупных масс излившейся нефти и благоприятных структурных форм образуются асфальтовые озера, наиболее крупные из которых известны в Венесуэле (Гуанако), на о. Тринидад; небольшие озера встречаются на Северном Сахалине и в Азербайджане.

Дальнейшее гипергенное изменение нафтидов ряда мальты—асфальты—асфальтиты в зоне идиогенеза приводит к образова-

нию так называемых оксидитов или оксинафтидов, подразделяющихся в зависимости от степени окисленности на классы *оксидитов* и *гуминоидитов*. В результате глубокого субаэрального выветривания различные линии превращения нафтидов этого асфальтового ряда смыкаются, признаки первичных нефтей теряются, развиваются процессы гумификации, т.е. происходит образование свободных гуминовых кислот. Внешне это выражается в появлении бурой окраски нафтида. По мере углубления гумификации вся масса нафтида приобретает бурый цвет, теряется блеск. Габитус гумифицированных нафтидов землистый или порошкообразный.

В компонентном составе оксинафтидов различают первичные компоненты, растворимые в органических растворителях, и вторичные, растворимые в щелочах и азотной кислоте. По соотношению этих компонентов выделяются классы: *оксидиты* — с преобладанием первичных компонентов, и *гуминоидиты*, в которых преобладают компоненты, растворимые в щелочах. Гуминоидиты по составу и физическим свойствам напоминают землистые бурые угли, они характеризуются высоким содержанием кислорода (более 20%). Высшей стадией преобразования гуминоидитов является полная гумификация и переход в продукты, растворимые в природных водах. Убыль массы асфальтового нафтида в процессе окисления, согласно расчетам И.С. Гольдберга, по отношению к массе первичной нефти ориентировочно составляет: для мальты 35–50%, асфальта 50–65%, асфальтита 65–80% (Гольдберг, 1981). Глубокое субаэральное выветривание нафтидов приводит в конечном итоге к полному исчезновению нафтидов этого ряда.

Вторая подгруппа нафтидов гипергенного ряда включает продукты микробиального выветривания нафтидов — альгариты и элатериты.

Альгариты — природные образования углеводно-белкового происхождения, генетически связанные с нафтидами, продукт бактериальной переработки парафинов. Альгариты имеют вид желтых, коричневато-бурых корочек, иногда роговидных. Они легко набухают в воде и частично растворяются. Наряду с углеводно-белковыми веществами в альгаритах содержатся и компоненты, растворимые в органических растворителях, видимо представляющие собой остатки исходного нафтида. Кроме того, в некоторых альгаритах обнаружены гуминовые вещества, растворимые в щелочах. В альгаритах, как правило, отмечается высокая зольность (до 50%), их элементный состав: С = 36,6–47,8%; Н = 6,2–7,4%, характерно повышенное содержание азота (до 7,5%). Свое название «альгариты» эти образования получили

от «альга», потому что их сначала приняли за продукты переработки водорослей.

Впервые они были обнаружены в Калифорнии, затем описаны во многих нефтегазоносных областях — на Апшероне, в Фергане, Закаспии, Минусинской котловине. Подавляющее число находок альгаритов относится к областям с засушливым климатом. Процесс образования альгаритов, вероятно, широко распространен, но неустойчивость этих образований к воде определяет их редкую встречаемость.

К продуктам микробиального выветривания относятся также *элтериты*. Они имеют вид светло-серых, буроватых пенек и мелких шаровидных включений. Их характерная черта — пластичность, а также им свойственна каучукообразная консистенция, слабая растворимость в органических растворителях. Битумоидная фракция элтеритов включает твердые парафины, смолы и жидкие масла. Нерастворимая часть сложена полимерными веществами, близкими к каучуку. Основа их скелета — алифатические цепи, связанные мостиковыми связями, включающими гетероэлементы. Элементный состав варьирует: C = 75–87%, H = 10–13%. Элтериты встречены в озокеритовых месторождениях, известны также элтериты нафтоидной природы в гидротермальных жилах.

Термально-метаморфическая группа объединяет два типа природных битумов, различающихся по исходному веществу и условиям образования, и соответственно подразделяется на две подгруппы: 1) продукты метаморфического преобразования нафтидов — кериты и антраксолиты; 2) нафтоиды — природные битумы, представляющие собой продукты пиролиза и возгонки ОВ пород.

Первая подгруппа встречает нафтиды разной степени преобразованности.

Кериты — это углеподобные, твердые, не плавящиеся без разложения и не растворяющиеся полностью в органических растворителях нафтиды, что отличает их от асфальтитов. Кериты представляют собой продукты начального метаморфизма нафтидов, при региональном метаморфизме уровень преобразования, видимо, соответствует позднему мезокатагенезу. От антраксолитов — высокопреобразованных нафтидов — они отличаются повышенным (более 5%) содержанием водорода.

Образование керитов связано с уплотнением и конденсацией молекул. Смолы трансформируются в асфальтены, последние переходят в нерастворимые конденсированные образования — *карбены* и *карбоиды*.

Кериты могут образовываться в результате регионального, контактного и динамометаморфизма. По степени метаморфиза-

ции класс керитов подразделяется на два подкласса: низшие кериты — *альбертиты* и высшие кериты — *импсониты*.

Альбертиты — твердые, блестящие, черные, хрупкие образования плотностью $1,07\text{--}1,15\text{ г/см}^3$, при нагревании в пламени они набухают и горят. Они не растворяются в петролийном эфире, частично растворимы в хлороформе и сероуглероде. Асфальтены в них преобладают над нерастворимыми компонентами. Элементный состав: С = 83–87%, Н = 8–9%. Альбертиты широко распространены в Канаде в провинции Альберта, откуда они и получили свое название.

Высшие кериты — *импсониты* — черные, блестящие, углеподобные образования с раковистым изломом, плотность их несколько выше — $1,10\text{--}1,25\text{ г/см}^3$. При нагревании они слабо тлеют не вспучиваясь. Только ничтожная часть их растворяется в органических растворителях. Элементный состав: С = 85–90%, Н = 5–8%. Кериты редко встречаются в пластовых залежах, жильные кериты распространены наиболее широко.

Антраксолиты — класс нафтидов высшей степени метаморфизма. Антраксолиты — твердые, антрацитоподобные образования, неплавкие и нерастворимые в органических растворителях. Граница антраксолитов в ряду нафтидов устанавливается на основании элементного анализа: $\text{Н} < 5\%$, $\text{С} > 90\%$ при полном отсутствии плавкости и растворимости. Условия нахождения антраксолитов отличны от нормальных условий нахождения нафтидов. Районы распространения антраксолитов, как правило, прямо не связаны с нефтеносными территориями и характеризуются проявлением магматизма, а также высокой степенью метаморфизма вмещающих толщ. Форма проявлений антраксолитов чаще всего жильная, гнездовидная, хотя нельзя исключить возможность нахождения антраксолитов в виде мелких включений, выполняющих поровое пространство коллектора. Часто проявления антраксолита в жилах сопровождаются кварцем, кальцитом и другими минералами, свидетельствующими о гидротермальном генезисе жил.

По степени метаморфизма антраксолиты подразделяются на низшие, средней степени метаморфизма и высшие.

Низшие антраксолиты — твердые, черные образования, плотность $1,3\text{--}1,4\text{ г/см}^3$, твердость, по Моосу, 2–3, элементный состав: С = 89–93%, Н = 3–5%.

Антраксолиты средней степени метаморфизма более плотные ($1,4\text{--}1,7\text{ г/см}^3$) и более твердые (3–4); содержание в них $\text{Н} < 1\text{--}3\%$, С = 93–97%.

Высшие антраксолиты имеют металловидный блеск, электропроводны, плотность $1,8\text{--}2\text{ г/см}^3$, С = 96–99%, Н < 1%. К ним

относятся шунгиты — высокоуглеродистые образования, распространенные в протерозойских породах Карелии первично-осадочного генезиса, впервые описанные около д. Шуньга. Шунгиты встречаются в виде жил и пропластков. Видимо, сингенетично обогащенные углеродом метаморфические породы не стоит относить к антраксолитам, а считать нафтидами только жильные шунгиты. В шунгитах установлено присутствие групп: CH_2 , CH_3 , $\text{C}=\text{C}$, $\text{C}=\text{O}$. Изотопный состав углерода варьирует от $-17,4$ до $-39,9\%$. В вопросе генезиса шунгитов очень много дискуссионных моментов. В последние годы интерес к ним резко возрос благодаря обнаружению в них фуллеренов. Шунгиты известны также в Канаде, Индии и Швеции.

Если кериты и атраксолиты не представляют практической ценности в качестве УВ-сырья, то как источник редких, рассеянных и редкоземельных элементов они, безусловно, интересны.

В результате контактного воздействия интрузий на залежь нафтидов образуется *нефтяной кокс*. В.А. Успенский отнес подобные образования к нафтидо-нафтоидам. Их проявления отмечены в ряде мест на Сибирской платформе на контакте с интрузиями траппов. Нефтяной кокс по элементному составу относится к высшим антраксолитам ($\text{C} = 95\text{--}98\%$, $\text{H} = 1,5\text{--}2,5\%$), но отличается характерной пористой «коксоподобной» текстурой.

Вторая подгруппа термально-метаморфической группы природных битумов представляет собой сложный спектр различных нефтеподобных веществ — *нафтоидов*, генезис которых обусловлен пиролитической деструкцией и возгонкой ОВ пород, в первую очередь при контактном метаморфизме. Нафтоиды также бывают образованы в результате тектонических деформаций или воздействия высших давлений — *тектонанафтоиды*.

Нафтоиды по химическому составу близки к нафтидам, но они имеют локальное распространение и представляют чисто минералогический и генетический интерес.

Механизм аккумуляции возгонов связан главным образом с постмагматическими процессами. По степени дифференциации возгонов выделяются следующие генетические линии нафтоидов (Успенский и др., 1964): 1) *α -нафтоиды*, или черные нафтоиды, — недифференцированные продукты деструкции ОВ. Они образуют широкий спектр разностей от газов и мальт до антраксолитов. Их характерная черта — присутствие неопредельных УВ; 2) *β -нафтоиды* — *парафиниты* (гатчетиты, хризматиты, альгариты и др.). На Нижней Тунгуске был встречен гатчетит в полиметаллической жиле в лаве вблизи контакта с туфовой толщей. Гатчетит имел кристаллическую форму (2 пинакоида), восковой блеск, прозрачен; химическая формула $\text{C}_{21}\text{H}_{42}$; он был назван эвенкит.

Помимо собственно парафиновых минералоидов к β -нафтоидам относятся олефиниты — каучукоподобные углеводородистые образования, формирующиеся за счет полимеризации непредельных УВ возгона; 3) γ -нафтоиды — кертизитиды — образования, являющиеся результатом глубокого пиролиза преимущественно гумусового материала. Типичный представитель — кертизит — углеводород полициклоароматического строения.

Фильтрационно-миграционная группа объединяет нафтиды, образование которых связано с дифференциацией УВ-флюидов в процессе миграции и фазовыми превращениями газонефтяного флюида.

Намечается несколько линий формирования нафтидов этой группы, которые дают широкий спектр разностей, охватывающий разные классы нафтидов. Соответственно этим линиям битумогенеза выделяются и подгруппы нафтидов.

Образование нафтидов этой подгруппы связано с дифференциацией углеводородных флюидов в процессе восходящей миграции. В результате фазово-ретроградных процессов в жидкой фазе происходит накопление и осаждение наиболее высокомолекулярных компонентов парафинового ряда. Наиболее широко распространенным представителем последнего являются *озокериты* — твердые и воскообразные нафтиды, от светло-желтого, почти белого, до черного цвета, плотностью 0,85–0,97 г/см³, температура плавления 40–50 °С, известны и более высокоплавкие (до 100 °С) разности. Элементный состав: С = 83,5–85%, Н = 12–14,5%. Характерной чертой озокеритов является то, что их масляная фракция состоит практически полностью из твердых УВ парафинового ряда (от C₂₁ до C₅₅); озокериты также содержат некоторое количество жидких масел и смол. Содержание этих компонентов варьирует в широких пределах: жидких УВ — от 2 до 35%, а смол — от 3 до 56% (Успенский и др., 1964). Их соотношение определяет консистенцию и цвет озокеритов.

Образование озокеритов связано с дифференциацией высокопарафинистых нефтей и тяжелых конденсатов. Поскольку твердые УВ концентрируются преимущественно во фракциях, выкипающих при температуре выше 300 °С, образование высокопарафинистых нефтей такого генезиса возможно только за счет тяжелых конденсатов, мигрировавших с больших глубин. Тяжелые конденсаты с повышенным содержанием твердых УВ известны во многих районах (Челекен, Предкарпатье, Западная Сибирь, Предкавказье).

Несмотря на широкое распространение высокопарафинистых нефтей — потенциальных источников озокерита, скопления его в промышленных масштабах редки. Это связано с тем, что фор-

мирование скоплений озокеритов определяется сочетанием ряда геологических факторов: 1) существования крупной глубокозалегающей газоконденсатной залежи; 2) периодического разрывообразования, сопровождаемого трещинообразованием; 3) наличия АВПД в залежи и периодического раскрытия разрывов, способствующих увеличению емкости трещин.

Условия озокеритообразования — ретроградная конденсация газоконденсатного флюида в сочетании с сильным охлаждением за счет адиабатического расширения газов, в результате происходит «вымораживание» даже легких фракций озокеритов с последующим удалением жидких фракций. В результате формируются жильный (более чистые разности) и поровый озокериты. Чтобы сформировалась залежь озокерита, необходимо многократное повторение этого процесса. Озокериты — образования нестойкие, парафины легко подвергаются бактериальному разрушению, поэтому промышленные залежи известны только в молодых — кайнозойских — отложениях подвижных областей (Предкарпатье, Фергана, Туркмения).

К классу озокеритов относятся *гатчетиты* — озокеритоподобные, существенно парафиновые нафтиды кристаллического строения. Они образуют светлые и светло-желтые таблитчатые и чешуйчатые кристаллы ромбической сингонии; форма залегания — гнезда, натеки, прожилки часты в угленосных толщах.

В процессе восходящей миграции, особенно по слабопроницаемым породам, происходит фильтрация нефтей с осаждением асфальтово-смолистых компонентов, что приводит к формированию микроскоплений твердых нафтидов асфальтового ряда.

Вторая подгруппа нафтидов фильтрационно-миграционной группы была выделена сравнительно недавно. В середине 70-х годов при изучении газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежей палеозоя (и допалеозоя) в породах-коллекторах были обнаружены твердые, плохо растворимые или нерастворимые в органических растворителях битумы, для которых абсолютно исключалось и гипергенное, и термально-метаморфическое преобразование под действием магматических процессов. Довольно широкое развитие этих битумов, особенно в древних залежах, позволило выделить их в особую подгруппу, генезис которой связан с фазовыми превращениями УВ-флюидов, и прежде всего с *деасфальтизацией* нефтей. Формирование широкого ряда нафтидов этой генетической линии связано с осаждением из нефти асфальтенов и части смол при поступлении в первичные залежи нефти легких метановых нефтей и газов и переходом части их в нерастворимое состояние — *асфальтенины*. Характерной особенностью нафтидов этого генетического ряда является то, что твер-

дые компоненты концентрируются за счет непосредственного осаждения из исходного флюида, что часто приводит к совместному нахождению твердых нафтидов и безасфальтеновых нефтей или газов. Отличительная черта этих нафтидов — резкое преобладание в растворимой фракции асфальтенов над смолами, повышенное содержание углерода (83–88%) и водорода (10%) при низком содержании кислорода. Ряд нафтидов, объединяющий асфальтиты, кериты, антраксолиты, получил название *асфальтенитового*. Эта генетическая линия твердых нафтидов — асфальтенистов отражает многофазный процесс миграции и формирования залежей. Распределение нафтидов этого генетического типа контролируется структурами древнего заложения, зонами выклинивания продуктивных пластов, а также районами распространения легких метановых нефтей и конденсатных залежей главным образом в палеозойских и допалеозойских отложениях. Нафтиды этой подгруппы широко распространены в Тимано-Печорском бассейне (Усинское, Возейское, Пашнинское месторождения), в Восточной Сибири (многочисленные нефтепроявления в рифейских, вендских и нижнепалеозойских отложениях), а также в Балтийской нефтегазоносной области.

ГЛАВА 2

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО — ИСТОЧНИК УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ

2.1. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Органическое вещество (ОВ) как в концентрированной, так и в рассеянной форме является важнейшим генератором флюидов в осадочных бассейнах — углеводородов нефти, газоконденсатов, газов и неуглеводородов H_2O , CO_2 , N_2 и др. Главным элементом ОВ в любой форме, т.е. и всех горючих ископаемых, является углерод.

Углерод, формы нахождения на Земле

Углерод (carbon) — четырехвалентный элемент четвертой группы Периодической системы, четвертый по распространенности во Вселенной (после водорода, гелия и кислорода) и занимает 10–11-е место в земной коре. Он присутствует в разнообразных формах, соединяется с водородом, серой, азотом, кислородом и металлами. Самая же уникальная черта углерода — способность атомов связываться друг с другом, образуя длинные углеродные цепи, кольца и более сложные комплексные образования, причем связь может быть не только C—C (83 ккал/моль), но и C=C . Благодаря этой способности число соединений, содержащих углерод, составляет 14,4 млн, в то время как всего в мире установлено 14,5 млн соединений, причем их число растет в той же пропорции. Углерод способен образовывать более прочные ковалентные связи, благодаря которым на внешней орбите атома оказывается восемь электронов, соответствующих наиболее стабильному состоянию вещества. Такая связь в атоме углерода возможна благодаря разделению электронов между углеродом и другими элементами, например кислородом и водородом с образованием самых распространенных на Земле соединений углерода: CO_2 (наиболее окисленная форма углерода) и CH_4 (наиболее восстановленная форма).

Атомная масса углерода 12,011, дробное число определяется наличием двух стабильных изотопов — ^{12}C и ^{13}C . Радиоактивный

изотоп ^{14}C с периодом полураспада 5570 ± 30 лет не учитывается. Кроме трех природных изотопов известны три искусственных — ^{10}C , ^{11}C , ^{15}C . В природных соединениях резко преобладает ^{12}C ; кларки изотопов — ^{12}C — 98,89%, ^{13}C — 1,11%. Изотопный состав или соотношение изотопов углерода в природных объектах определяют, используя величину $\delta^{13}\text{C}$, выраженную в частях на тысячу (промилле, ‰), вычисляя ее на основе уравнения

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{образца}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{стандарта}}} - 1 \right] \times 1000.$$

В качестве стандарта используется отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в белом известняке из отложений мелового возраста. Углерод известняков обычно более тяжелый по сравнению со стандартом, т.е. отличается более высокой концентрацией $\delta^{13}\text{C}$; органическое (био-генное) ОВ характеризуется более легким его составом, причем различные его компоненты также отличаются по соотношению изотопов. Изотопный состав углерода индивидуальных природных соединений определяется их генезисом: составом исходного вещества, степенью его разделения или фракционирования в тех или иных процессах. Глубина фракционирования контролируется прежде всего кинетическими и термодинамическими факторами. При нормальной температуре наиболее восстановленные соединения с углерод-водородными связями — метан, УВ нефти — содержат больше легких изотопов, а высокоокисленные кислород-углеродные — CO_2 , СО — обогащены тяжелыми изотопами. Углерод карбонатов, как правило, тяжелее стандарта. В процессе фотосинтеза в углероде увеличивается содержание легких изотопов. Характер фракционирования также определяется температурой: при высокой температуре фракционирование минимальное. На рис. 2.1 приведены пределы колебаний содержания $\delta^{13}\text{C}$ в различных природных объектах.

Из анализа приведенной схемы видно, что высоковосстановленный углерод (метан) имеет резко различный изотопный состав: значения $\delta^{13}\text{C}$ для биогенного метана и метана из срединной долины рифтовых зон отличаются на 75‰. Углерод древнего докембрийского ОВ более легкий ($\delta^{13}\text{C} = -29...-33\text{‰}$), чем палеозойский, при этом углерод морского позднепалеозойского и мезозойского ОВ легче, чем континентального. Для современного и плиоценового ОВ морского генезиса характерен более тяжелый изотопный состав ($\delta^{13}\text{C} = -16...-23\text{‰}$). Наземное ОВ того же возраста обычно более легкое ($\delta^{13}\text{C} = -23...-33\text{‰}$). В целом органический углерод осадочных толщ содержит $\delta^{13}\text{C}$ меньше на

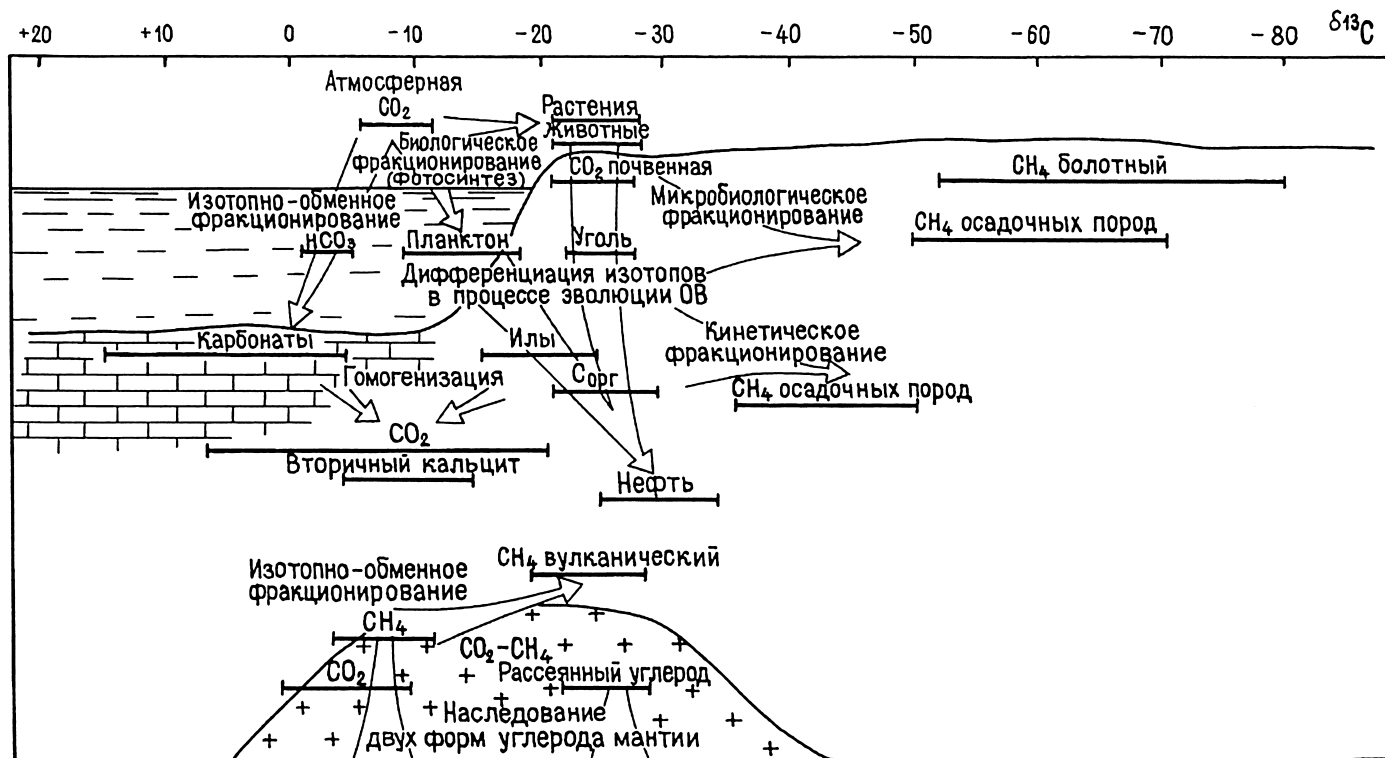


Рис. 2.1. Распределение стабильных изотопов углерода в различных природных объектах (по Э.М. Галимову)

25%, чем углерод карбонатов. Это обусловлено процессами фотосинтеза, при которых происходит очень широкое фракционирование изотопов. Дефицит ^{13}C служит показателем биогенного генезиса углерода, а легкий углерод карбонатов является показателем их генетической связи с трансформацией ОВ.

Углерод может существовать в различных аллотропных формах. В настоящее время установлены четыре аллотропные модификации углерода, различные по структуре: алмаз, графит, карбин, фуллерен. Последний открыли совсем недавно. Возможно, что число аллотропных соединений со временем возрастет.

Для алмаза характерно трехмерное расположение атомов углерода в пространстве, на равном расстоянии друг от друга, все атомы связаны ковалентными связями. Алмаз не поглощает свет и отличается большой твердостью. Графит имеет плоскостное расположение атомов углерода, составляющих правильные шестиугольники, которые по общим граням образуют сетки, напоминающие пчелиные соты (расстояние между атомами $1,42 \text{ \AA}$). Сетки расположены слоями одна над другой, причем их связь менее прочная (расстояние между ними $3,3 \text{ \AA}$), поэтому легко расщепляются. Карбин — линейный полимер, существующий в двух формах: собственно карбин, представляющий собой цепочку чередующихся одинарных и тройных атомов углерода ($\text{C}\equiv\text{C}-\text{C}\equiv\text{C}-$), и поликумулен — также линейный полимер, но характеризующийся двойными связями атомов углерода в молекуле ($\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{C}$). Фуллерены известны только с 1990 г. Они представляют собой полые образования типа футбольного мяча или мяча для регби, соответственно C_{60} и C_{70} . Структурные элементы фуллеренов подобны таковым графита, только плоская гексагональная сетка последнего свернута и сшита в замкнутую сферу или сфероид, при этом часть шестиугольников преобразуется в пятиугольники. В силу полого строения молекул фуллерен обладает небольшой плотностью ($1,7 \text{ г/см}^3$), значительно меньшей, чем у графита и тем более алмаза. Перспектива использования фуллеренов разнообразна — аккумуляторные батареи, полупроводники, сырье для получения алмазов, основа для заполимеризуемой среды со сверхвысокой плотностью информации.

Фуллерены синтезированы в лаборатории, но имеющиеся способы получения дорогие и малопроизводительные. Установлено, что возможно получение фуллеренов из природных углеродистых образований — шунгитов — высших антраксолитов. Содержание фуллеренов в шунгите достигает 0,1%, т.е. разработка технологии получения фуллеренов из шунгитов, запасы которых в Карелии огромны, является важнейшей задачей.

В природе углерод распространен очень широко как в органических, так и в неорганических соединениях, подавляющая часть которых принадлежит к группе карбонатных минералов.

В осадочных породах углерод присутствует в виде карбонатов (4/5) и органического вещества (1/5) и находится как в рассеянной форме, так и в концентрированной, в том числе в виде залежей горючих полезных ископаемых. В гидросфере немногим более 90% углерода представлено в карбонатной форме, около 9% — в виде растворенного ОВ. Углерод найден в метеоритах, главным образом в карбидной форме, обнаружен в кометах, в атмосферах планет, причем, по данным спектрального анализа, космический углерод присутствует как в форме CO_2 , так и в виде органических соединений CH , CN , CS_2 , HCN и более сложных.

Органическое вещество в стратифере, распределение и состав

Органическое вещество (ОВ) является обязательным компонентом практически всех осадочных образований начиная с конца архея. Н.Б. Вассоевич еще в 1967 г. предложил применять термин «органический» лишь в смысле «биогенный», т.е. связанный с организмами, термин «органические соединения» заменить на «кахигены», созданные углеродом и водородом (carbon, hydrogen, genesis). Понятие «органическое вещество», представляющее сложную природную смесь кахигенов, заменить понятием «кахигениты», которое впоследствии было трансформировано в термин «кахиты», а ОВ осадочных пород и осадков стало именоваться «сидикахиты» (СК) (Вассоевич, 1967).

Среднее содержание органического ($\text{C}_{\text{орг}}$), или некарбонатного, углерода для осадочных пород составляет около 0,55–0,6%, что соответствует 13–15 кг $\text{C}_{\text{орг}}$ на 1 м³. Средние величины содержания того или иного элемента (кларковые значения, или кларки, а для отдельных типов пород — субкларки) несколько различны по данным разных исследователей. Они также варьируют в зависимости от региона и возраста отложений. Так, Ф. Кларк определил содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ для осадочных пород равным 0,65%, субкларк для глинистых — 0,80%. По П. Траску, субкларк для кластических пород составляет 0,75%, для карбонатов — 0,49%. На большом фактическом материале им было показано, что присутствие $\text{C}_{\text{орг}}$ свойственно всем современным и ископаемым осадкам, что его содержание колеблется по стратиграфическому разрезу, достигая максимума в кайнозое; в глинистых породах содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в два раза больше, чем в алевритовых, а в последних — в два раза больше, чем в песчаных. Установленная

зависимость содержания $C_{орг}$ от типа осадка Н.Б. Вассоевичем была названа «закономерностью Траска»; она неоднократно подтверждалась для различных регионов мира. Средние содержания $C_{орг}$ для разных литотипов, так же как и для различных стратиграфических интервалов разреза, уточняются и, очевидно, несколько изменятся как в ту, так и в другую сторону.

А.Б. Роновым и А.А. Мигдисовым (1970) на примере Русской платформы показано возрастание содержания $C_{орг}$ от протерозойских пород к кайнозойским как для всех типов пород: PR — 0,18%, PZ — 0,34%, (MZ+KZ) — 0,64%, так и для отдельных литотипов: глины PR — 0,35%; PZ — 0,7%; (MZ+KZ) — 0,94%; пески-алевролиты — 0,08–0,36%; карбонаты — 0,06–0,47%.

На основе анализа всех опубликованных данных и нескольких тысяч анализов содержания и состава $C_{орг}$ Н.Б. Вассоевичем приняты следующие субкларки: глинистые породы — 0,9%, алевритовые — 0,45%, песчаные и карбонатные — 0,2%, все типы пород — 0,58%.

Кларковые значения $C_{орг}$ для всех пород стратисферы континентов составляют 0,50% (Ронов, Ярошевский, 1976), для океанов — 0,51% (Троцюк, Марина, 1988).

Распределено ОВ в осадочных породах крайне неравномерно. В табл. 2.1 приведена классификация осадочных пород по содержанию ОВ ($C_{орг}$). В ней прежде всего выделяются две основные группы: рассеянное ОВ (РОВ) и концентрированное ОВ (КОВ). Граница между ними проведена условно по содержанию $C_{орг} = 2,5\%$; это значение в четыре раза выше кларка. В каж-

Таблица 2.1

Классификация осадочных пород по содержанию ОВ ($C_{орг}$)

Группа	Под-группа	Содержа-ние $C_{орг}$, %	Характеристика		Преоб-ладающий тип ОВ
Рассеянное ОВ (РОВ)	1	< 0,61 (кларк 0,6)	Сильно рассеянное ОВ		Сапропе-левый
	2	0,62–2,5	Умеренно рассеянное ОВ		
Концентри-рованное ОВ (КОВ)	3	2,51–10	Слабоконцен-трированное ОВ	Доманикиты	Гумусовый
	4	10,01–40	Умеренно концентриро-ванное ОВ	Баженовиты	
	5	>40	Значительно концентриро-ванное ОВ	Каустобиолиты	

дой следующей строке (подгруппы 3–5) нижний предел концентраций $C_{\text{орг}}$ в четыре раза больше, чем в предыдущей. Породы первой подгруппы резко преобладают среди отложений различных возрастных диапазонов. Породы 5-й и частично 4-й подгруппы, характеризующиеся высоким содержанием $C_{\text{орг}}$ (более 20%), относятся к каустобиолитам, на долю которых, по расчетам Н.Б. Вассоевича, приходится всего 2% общей массы $C_{\text{орг}}$ континентального сектора стратисферы. Другие авторы оценивают их долю еще меньшими цифрами. Своеобразной группой пород являются глинисто-карбонатные, иногда глинисто-карбонатно-кремнистые породы, содержащие $C_{\text{орг}}$ в количестве, на порядок превышающий кларк. Они получили название «доманикиты» по их широкому распространению в доманиковом горизонте (D_3) на северо-востоке Русской плиты. По аналогии с доманикитами выделяют баженовиты (J_3 Западной Сибири), хадумиты (P_3 , хадумский горизонт Предкавказья). В настоящее время к доманикитам относятся породы глинисто-карбонатные или глинисто-кремнистые с содержанием $C_{\text{орг}} > 5\%$; породы сходного литологического состава, но содержащие $C_{\text{орг}}$ (РОВ) в количестве от 0,5 до 5%, называются «доманикоиды». Нижняя граница концентрации $C_{\text{орг}}$ в горючих сланцах, по разным авторам, колеблется в пределах 15–25%. Горючие сланцы разного состава и возраста также имеют собственные названия, например кукурситы, торбаниты, тасманиты, куронгиты и др.

Органическое вещество по стратиграфическому разрезу фанерозоя распространено крайне неравномерно. Если средние значения концентраций $C_{\text{орг}}$ максимальны для кайнозоя, то общая масса $C_{\text{орг}}$ максимальна для юры, затем для мела, карбона и девона.

На рис. 2.2 приведено распределение масс $C_{\text{орг}}$ начиная с отложений верхней юры. Максимальная масса $C_{\text{орг}}$ отмечена для отложений K_1 , затем J_3 , причем для континентов и акваторий характер распределения сходен.

Обогащенные $C_{\text{орг}}$ прослои — доманикиты и доманикоиды — присутствуют практически во всех системах фанерозоя, отмечаются они и в докембрии. Отложения, обогащенные РОВ, прослеживаются на одних стратиграфических уровнях на разных континентах, они не совпадают с эпохами угленакопления. Распределение таких уровней в стратиграфическом разрезе фанерозоя приведено на рис. 2.3. Интересно отметить, что в докембрийских толщах контраст между кларковыми концентрациями и доманикоидными прослоями более резкий, в кайнозойских разрезах концентрации $C_{\text{орг}}$ менее контрастны. Наиболее значимые по масштабам накопления РОВ отмечаются в конце D_3 и конце J_3 . Подробнее этот вопрос рассмотрен в гл. 3.

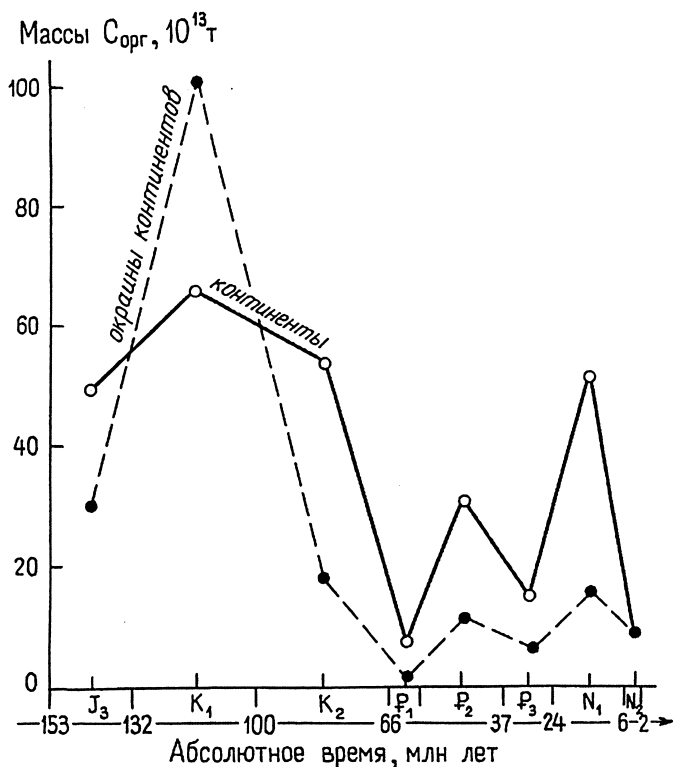


Рис. 2.2. Распределение рассеянного углерода в породах и осадках континентов и океанов (по А.Б. Ронову, 1980)

Форма нахождения и морфология ОВ в осадочных породах также различны. Выделяются следующие формы: 1) морфологически оформленный растительный детрит; 2) бесструктурные включения гидрофобного ОВ в виде капель или комочков; 3) сорбированные на поверхности минеральных частиц породы; 4) растворенные, содержащие ОВ в форме солей; 5) ОВ, входящее в состав кристаллической решетки минералов.

При наблюдении ОВ под поляризационным микроскопом в петрографических шлифах отчетливо выделяются три группы включений (Ларская, 1983). I тип — дисперсное ОВ, размер частиц не более 0,005 мм, оно практически все находится в сорбированном состоянии, в отдельных случаях выделяются коллоидные макровключения каплевой формы, нечетко отграниченные от минеральной матрицы. Обычно такая форма ОВ наблюдается в доманикитах и отличается повышенной концентрацией. II тип — детритное ОВ, размер частиц более 0,005 мм, ОВ четко отделено от вмещающей породы. Этот тип объединяет углистый спорово-

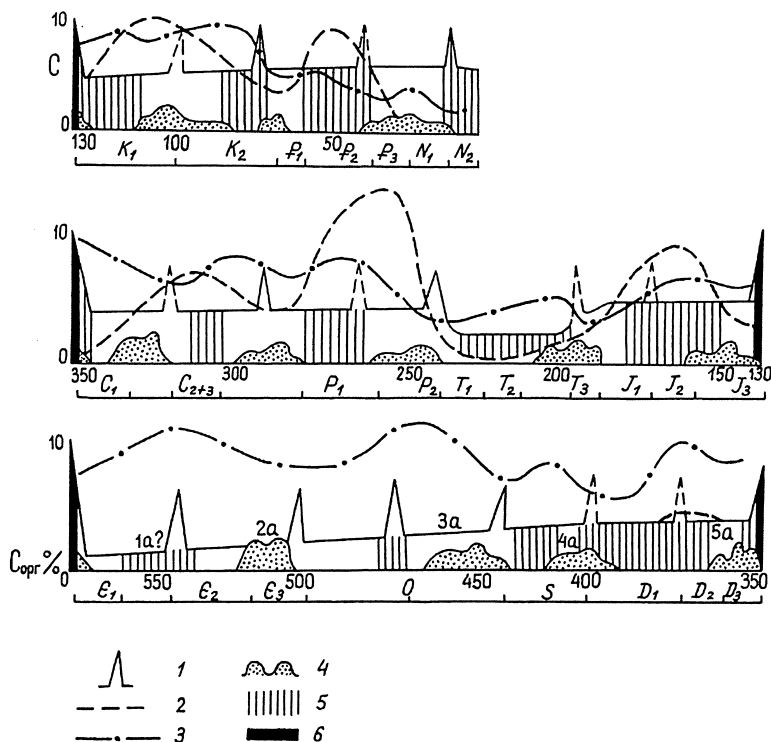


Рис. 2.3. Схема распределения доманиковых и доманикоидных отложений в фанерозое (по С.Г. Неручеву): 1 — средние концентрации $C_{орг}$, 2 — интенсивность угленакопления, 3 — изменение площади морей на континентах, 4 — фазы складчатости, 5 — этапы активизации рифтогенеза, 6 — главные эпохи накопления домаников

пыльцевой и водорослевый детриты. Включения ОВ I и II типа тесно связаны со структурой и петрографическим типом пород. В III тип объединяются изотропные включения ОВ, форма и размер которых определяются характеристиками межзернового пространства и не зависят от генезиса и структуры породы, т.е. это эпигенетическое ОВ. К выделению этого типа ОВ надо относиться очень осторожно, для его определения необходимо привлекать химико-битуминологические показатели. Две первые группы имеют связь ОВ с матрицей вмещающих пород. Прочность и форма связи ОВ с минеральной матрицей породы зависят от генетического типа ОВ, в значительной степени определяющего его состав, гранулометрического и минерального состава матрицы породы, Р-Т-условий в недрах и т.д. Наиболее распространенная форма нахождения ОВ — сорбированная (РОВ), причем

чем больше поверхность минеральных зерен, тем больше ОВ сорбируется. Именно поэтому глины наиболее обогащены ОВ по сравнению с другими литотипами.

При исследовании ОВ осадочных пород и осадков в нем выделяют различные аналитические группы: растворимые компоненты, включающие гуминовые вещества и битумоиды, и нерастворимые компоненты. *Гуминовые вещества* — это прежде всего гуминовые кислоты — фракция ОВ, извлекаемая водным раствором щелочи из осадков, почв, углей и осаждаемая минеральными кислотами. Эти вещества темно-коричневого цвета представляют собой высокомолекулярные полимерные соединения, богатые кислородом, содержащие также серу и азот. Элементный состав: $C = 55-65\%$; $H = 3,5-5,5\%$; $\Sigma(O+N+S) = 30-40\%$. Генетическая природа их может быть различна: главным образом они образуются из лигнина, но возможно их образование из углеводно-белкового материала. Они формируются на ранних стадиях биологического преобразования исходного ОВ. Гуминовые кислоты свойственны ОВ осадочных пород только на ранней стадии катагенетической эволюции, на границе прото- и метакатагенеза (в углях при переходе бурых в каменные) они исчезают. Часть их переходит в нерастворимое состояние, образуя *гумины* — вещества, углеродный скелет которых представлен ароматическими циклами с короткими боковыми цепями.

Битуминозные компоненты ОВ аналитически выделяются как битумоиды (в отличие от битумов — природных продуктов преобразования нефти). *Битумоиды* — компоненты ОВ, извлекаемые из ОВ и породы органическими растворителями — хлороформом, бензолом, петролейным эфиром, ацетоном, спиртобензолом, четыреххлористым углеродом и др. Битумоиды, извлекаемые различными растворителями, количественно и качественно отличаются друг от друга, поэтому необходимо указывать вид растворителя. В практике геохимических исследований и нефтепоисковых работ обычно используется хлороформ, экстрагирующий наиболее нейтральные, близкие к нефти по составу фракции ОВ, и спиртобензол, извлекающий более кислые компоненты — смолы, кислоты. В таком случае выделяют соответственно хлороформенный битумоид (ХБ) и спиртобензоловый битумоид (СББ). Элементный состав битумоидов изменяется в зависимости от степени катагенетического преобразования ОВ пород и генетического типа ОВ. По сравнению с нефтью ХБ беднее углеродом и водородом и богаче гетероэлементами: $C = 73-82\%$, $H = 8-11\%$, $\Sigma(O+N+S) = 7-20\%$.

В компонентном составе битумоидов выделяются те же фракции, что и в нефтях: масла, смолы и асфальтены.

Масла — это наиболее легкая фракция битумоида, растворимая в петролейном эфире и не адсорбирующаяся из этого раствора силикагелем или другим адсорбентом. Масла состоят в основном из УВ ($t_{\text{кип}} > 200\text{ }^{\circ}\text{C}$) и содержат небольшое количество легких смол; они имеют вязкую или полужидкую консистенцию, их цвет — от светло-желтого до светло-коричневого. Масла так же, как и нефти, содержат хемофоссилии — УВ, позволяющие идентифицировать исходное вещество и проводить корреляцию ОВ — нефть.

Смолы — фракция битумоидов, растворимая в петролейном эфире и адсорбируемая из этого раствора силикагелем и другими адсорбентами. Смолы отличаются от других компонентов битумоида повышенной концентрацией гетероэлементов, и прежде всего кислорода. Молекулярная масса смол колеблется от 500 до 1000. По способности вытесняться из адсорбента различными по полярности растворителями смолы подразделяются на аналитические подгруппы — бензольные и спиртобензольные смолы. Первые — более нейтральные, полужидкие и твердые, цвет изменяется от оранжевого до темно-коричневого; вторые — темно-коричневые до черных, твердые, иногда хрупкие, содержат больше кислорода по сравнению с первыми.

Асфальтены — наиболее высокомолекулярная фракция битумоидов (молекулярная масса 1000–8000), нерастворимая в петролейном эфире. Это черные порошкообразные, иногда хрупкие вещества. Их структура представлена в основном конденсированными ароматическими ядрами, по периферии которых располагаются циклические и ациклические заместители, содержащие гетероэлементы.

По степени связи битуминозных компонентов с породой выделяются разные аналитические типы битумоидов: 1) битумоид «А», извлекаемый из породы методом холодной и горячей экстракции без предварительной обработки соляной кислотой, — свободный битумоид «А» — ХБА; 2) битумоид «С» более прочносвязанный, входящий в кристаллическую решетку карбонатных минералов; этот битумоид извлекается последовательно после битумоида «А» и обработки породы соляной кислотой. Выделяют также битумоид «В», который извлекается обычно из углей в условиях высокого давления после удаления битумоида «А».

Наиболее легкую и восстанавливаемую часть битумоида, близкую по составу к нефти, Н.Б. Вассоевич назвал *микронепфтью* (Вассоевич, 1967, 1973), («диффузионно-рассеянная», по И.М. Губкину). Этот термин для обозначения миграционноспособной части битумоида использовали Б. Тиссо и Д. Вельте (1981). Аналитически микронепфть включает масла и часть смолисто-

асфальтовых компонентов, которые наименее сорбированы и легко растворимы в УВ-части битумоида. Микронефть — «это эволюционирующая предшественница нефти, ее скрытая утробная стадия существования» (Вассоевич, 1973). Содержание и состав микронефти в осадках/породах изменяется по мере развития литогенеза. Термин «микронефть» удачный, он отражает генетическое родство ОВ пород с нефтью в залежах. К сожалению, в настоящее время он мало используется в отечественной и особенно в зарубежной литературе. Микронефть или УВ, так же как и $C_{орг}$, широко распространены в породах континентального сектора стратисферы, в современных и древних осадках океанов и морей. Повсеместность распространения УВ в стратисфере дала основание для выделения углеводородной сферы Земли, или *уво-сферы* (Соколов, 1991).

Доля битумоида в ОВ или степень битуминизации ОВ (коэффициент β) измеряется в процентах. В практике геохимических исследований обычно рассчитывается битумоидный коэффициент как выраженное в процентах отношение битумоида к $C_{орг}$: $\beta = (ХБА/C_{орг}) \cdot 100\%$.

В.А. Успенским была установлена закономерность — увеличение роли битуминозных компонентов в ОВ пород при уменьшении его содержания. Н.Б. Вассоевич установил подобную обратную зависимость для ОВ современных осадков, она получила название *закономерность Успенского—Вассоевича*. Суть ее сводится к следующему: с увеличением дисперсности ОВ доля битуминозных компонентов в нем растет. Соблюдение этой закономерности (рис. 2.4) — надежный показатель *автохтонности*, или *сингенетичности*, битумоидов. Предпочтительнее использовать первый термин, хотя в литературе чаще употребляется второй. Термин «сингенетичный» подразумевает не только единство места образования, но и единство времени образования. В случае битумоидов речь идет только о генетическом единстве, т.е. единстве источника — места образования; время образования битумоидов, как правило, только частично соответствует времени захоронения ОВ в осадке (для автохтонных битумоидов $\beta < 20-25\%$). Отсутствие такой связи (см. рис. 2.4), т.е. чрезмерно высокие значения $\beta > 40-50\%$, — показатель *аллохтонности*, или *эпигенетичности*, битумоидов. Аллохтонные битумоиды отличаются большей восстановленностью, значительным преобладанием масел, более высоким содержанием водорода, т.е. их состав значительно ближе к нефти.

Выделяют еще так называемые *параавтохтонные* битумоиды, представляющие собой битуминозные компоненты, перемещенные внутри одной толщи, т.е. утратившие связь с исходным ОВ,

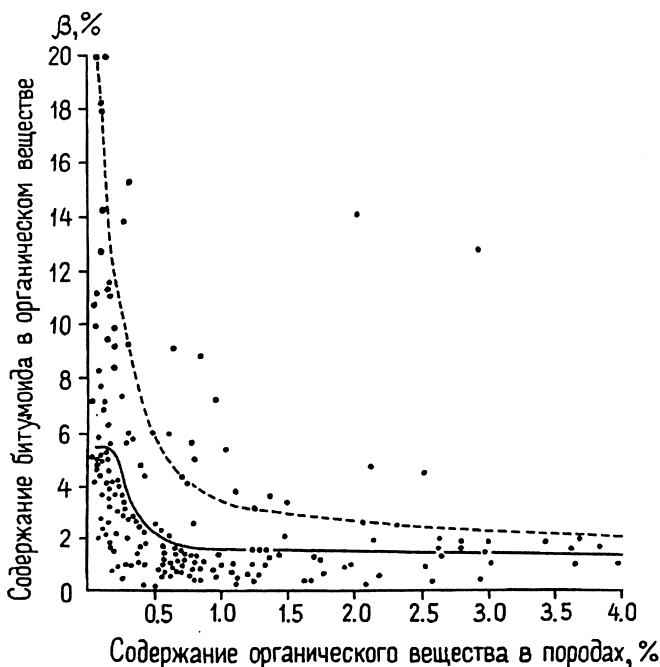


Рис. 2.4. Связь степени битуминизации органического вещества с содержанием $C_{орг}$ в породе (закономерность Успенского—Вассоевича)

но не покинувшие толщи в целом, т.е. это автохтонный битумоид + миграционная часть битумоида соседнего участка толщи. Такие битумоиды характеризуются также повышенной концентрацией масел, $\beta > 20\%$. *Остаточные* битумоиды, отдавшие свою миграционную часть, характеризуются низкими значениями β — 2–3%. Микстобитумоиды, или смешанные, образующиеся при смешении син- и эпибитумоидов, обладают промежуточными характеристиками.

Определение генетических типов битумоидов в исследуемых породах и толщах — важный и необходимый этап при нефтепоисковых работах. Для этого помимо химико-битуминологических широко используются люминесцентно-битуминологические методы. Битумоиды обладают способностью люминесцировать, поэтому люминесцентная микроскопия и спектроскопия широко используются для их диагностики.

Обычный люминоскоп позволяет проводить наблюдения над битуминозными веществами без дробления породы, не нарушая их взаимоотношений с минеральной матрицей. Характер распределения битуминозных веществ в породе, или так называемые

битуминозные текстуры, — это первый шаг на пути определения генетического типа битумоидов. Равномерная битуминозная текстура свойственна автохтонным битумоидам. Неравномерное распределение — селективно-насыщенная текстура — типична для параавтохтонных битумоидов, трещинные и поровые текстуры — для аллохтонных и миграционных битумоидов. Различные типы пород характеризуются разной автохтонной битуминизацией; распределение их в литотипах приведено в табл. 2.2.

Нерастворимая в водных растворах щелочей и в органических растворителях часть ОВ, или НОВ, составляет основную часть ОВ. Эту часть зарубежные геологи и геохимики называют *керогеном*. Н.Б. Вассоевич рекомендовал называть керогеном все ОВ, поскольку нерастворимые компоненты составляют подавляющую его часть; в отечественной литературе чаще всего используется аббревиатура НОВ, термин «кероген» здесь является синонимом НОВ.

Специфика РОВ именно в том, что для изучения его подавляющей части — НОВ — требуются химические методы извлечения его из пород. НОВ выделяется из породы при многократной

Таблица 2.2

Ориентировочные субкларки компонентов ОВ для осадочных пород континентального сектора стратисферы (КСС) (Вассоевич, 1972)

Осадочные породы			Органический углерод $C_{орг}$, %		Битумоиды (хлороформенный экстракт) ХБ, %		
Породы	Роль в сложении КСС, %	Общая масса, 10^{16} т	Содержание в породе	Общая масса	Содержание		Общая масса
					в породе	в ОВ (β)	
Глинистые	51,4	60	0,9	75	0,06	5	68,57
Алевритовые	16,3	19	0,45	11,80	0,03	5	10,86
Песчаные	13,7	16	0,2	4,44	0,016	6	4,95
Карбонатные	18	21	0,2	5,83	0,03	11–12	12,0
Соли, сульфаты	0,3	0,4	0,1	0,06	0,01	7,5–8	0,08
Угли ископаемые	0,3	0,003	67	0,28	0,8	0,9–0,95	0,05
Горючие сланцы	0,3	0,0036	16,5	0,08	1,0	4,5–5	0,07
Доманикиты и бажениты	0,3	0,3	6	2,50	0,6	7,5–8	3,43
Все породы (КСС) (без эффузивных)	100	115–120 (116,7)	0,62	100	0,045	5,4–5,8	100

обработке соляной и плавиковой кислотами до полного исчезновения минеральной части. Естественно, этот процесс очень трудоемкий и длительный. Полученный таким образом черный порошок представляет собой кероген, который подвергается различным аналитическим исследованиям.

За последнее десятилетие появилось немало публикаций по геохимии НОВ. Достаточно широкое развитие, особенно за рубежом, получили термические, в частности пиролитические, исследования керогена в сочетании с газово-хроматографическим и масс-спектрометрическим анализом. При этом не потеряли свою актуальность рентгеноструктурные и углепетрографические методы. Исследования НОВ имеют несколько аспектов: эволюционно-генетический, включающий определение как исходных биологических предшественников ископаемого ОВ, так и степени его катагенетической преобразованности; литофациальный, позволяющий установить связи типов ОВ с фациально-литологическим типом вмещающих пород и/или толщ. Результаты исследования НОВ используются в нефтегазопромышленной геологии для прогнозной оценки объектов того или иного масштаба.

Генетические типы ОВ-керогена

Генетический тип ОВ определяется главным образом на основе химической и углепетрографической характеристики керогена с использованием других, в том числе геологических (литофациальных) показателей.

Согласно результатам элементного анализа, углерод и водород являются главнейшими составляющими керогена любого типа. Их соотношение изменяется довольно резко ($C = 48-92\%$; $H = 3,2-8,9\%$) в зависимости от исходного ОВ и уровня диа- и катагенетической преобразованности. В зависимости от этих факторов изменяется и мацеральный состав керогена, который наравне с элементным составом определяет молекулярную структуру ОВ.

Автором первой классификации РОВ был Г. Потонье, который предложил выделять два основных фациально-генетических типа ОВ — сапропелевое и гумусовое, понимая под этими типами соответственно ОВ низших и высших растений. Эти два типа долгое время считались «фациальными антиподами». В связи с совершенствованием методов исследования стало очевидным, что понятия о «гумусовом» и «сапропелевом» веществе общие и неконкретные. Зачастую «гумусовое», т.е. вещество высших растений, по химическому составу и составу генерированных продуктов более отвечает «сапропелевому» и наоборот.

В.А. Успенский и О.А. Радченко также обратили внимание на то, что сапропелевое ОВ имеет сложный состав и его надо рассматривать даже при полном отсутствии гумусового материала как двухкомпонентное, состоящее из липидной и углеводно-белковой (гумоидной) частей. Наиболее характерными параметрами каждой части является соответственно содержание Н и N. Они предложили подразделять ОВ сапропелевого типа по содержанию водорода на четыре подкласса: липидный — более 9–9,5% водорода; гумоидно-липидный — от 7,5–8 до 9–9,5%; липидно-гумоидный — от 6–6,5 до 7,8–8%; гумоидный — менее 6–6,5%.

Сотрудниками кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ во главе с Н.Б. Вассоевичем для обозначения типов ОВ была рекомендована терминклатура, основанная на преобладающем типе структур, включенных в макромолекулу, без учета других структур. Согласно этой терминклатуре, ОВ «сапропелевого» типа, содержащее в основном алициклические и алифатические структуры, предложено называть *алиновым*. Для него характерно резкое преобладание коломорфных и сорбированных форм ОВ и почти полное отсутствие структур, сохранивших морфологию исходных гидробионтов. Органическое вещество с повышенным содержанием азота и гидроароматических структур выделяется как *амикагиновое*.

Несколько другие обозначения подтипов алинового ОВ были предложены Н.Б. Вассоевичем, А.И. Конюховым и Н.В. Лопатиным (1976). Согласно их взглядам, в различных седиментационных обстановках основой для формирования ОВ служат два различных комплекса биополимеров.

I комплекс протеинполимер-липоидного состава (элементы клеточных мембран и жировые компоненты клеток) ОВ характеризуется длинными алифатическими цепями. Такое ОВ предложено называть *алфиновым* и обозначать СК_{алф}. В исходном ОВ этого типа большую роль играют ненасыщенные структуры, эфирные группы. Отношение Н/С в нем составляет 1,5–1,8, содержание азота не превышает 2–3%. Такое ОВ типично для многих групп горючих сланцев.

II комплекс — углеводно-белковые соединения (ядерно-цитоплазматические составляющие клеток и тканей различного происхождения) — дает основу для ОВ, характеризующегося присутствием алициклических структур, амидных группировок, кетонных групп и отсутствием конденсированной ароматики. Такое ОВ было названо *алциновым* и обозначается СК_{алц}. Ему свойственны также повышенные концентрации азота — 5,5–6,5%, Н/С = 1,2–1,4.

«Гумусовому» типу ОВ свойственны поликонденсированные ареновые структуры; ОВ этого типа обозначается $СК_{ар}$ — *ареновое*, или *арконовое*. В его основе лежат лигнин-целлюлозные биополимерные комплексы — высококонденсированные структуры циклического строения и ароматические структуры. Для $СК_{ар}$ характерно невысокое содержание водорода ($C/H < 1$), высокое содержание фенольных групп, невысокое (2–3%) содержание азота.

Чистые генетические типы ОВ в природе крайне редки, обычно приходится сталкиваться с ОВ смешанного состава. В таких случаях вводятся и соответствующие обозначения: $СК_{ал-ар}$, $СК_{ар-адц}$ и т.д. Эта классификация, основанная на элементном составе керогена, информативна, но, к сожалению, в настоящее время мало используется из-за чрезвычайно трудоемкого процесса получения керогена.

Принципиальная близость концентрированного и рассеянного ОВ по исходному ОВ и процессам его последующего преобразования позволяет с определенной долей условности перенести основные черты классификации углей на РОВ с учетом некоторых особенностей последнего. Такая классификация РОВ, как и классификация углей, строится на основе микрокомпонентного состава ОВ, причем расчленялись лишь компоненты, установленные для гумусовых углей; сапропелевый материал учитывался как единый компонент — альгинит (табл. 2.3). Характерным для РОВ является присутствие в больших количествах микстинитовых форм; в РОВ под микстинитами понимают сорбированные на глинистом субстрате разности гумусового, сапропелевого или смешанного характера. В соответствии с этим выделяются гумо-, сапро- и гумосапромикстиниты.

При исследовании керогена в отраженном свете обычно используют углепетрографическую терминологию, выделяя лейптинит, витринит, инертинит (фюзенит). Мацералы лейптинита происходят главным образом из водорослей (альгинит) и спор (споринит) с примесью кутина, смол, восков. Витринит и инертинит представляют собой ткани высших растений, структура которых различима в инертините, окисленном в диагенезе, но отсутствует в витрините, прошедшем гелификацию. В древних (допалеозойских и кембрийских) породах идентифицируют бесструктурные остатки, напоминающие витринит, представляющие собой остатки донных водорослей, выделяя их как псевдовитринит.

Сапропелевым ОВ называют кероген, в котором в проходящем свете можно видеть аморфные облаковидные образования. Определенный таким образом как сапропелевый, генетический тип не всегда соответствует таковому по результатам физико-

Классификация РОВ по микрокомпонентному составу

Группа	Класс	Тип
Гумолиты (Г)	фюзенолиты (А) гелитолиты (В) липоидолиты (С)	
Сапропелито-гумиты (СГ)	сапропелито-гумиты (D)	D ₁ D ₂ , D ₃
Сапропелиты (С)	гумито-сапропелиты (Е)	E ₁ E ₂ , E ₃
	собственно сапропелиты (F)	

Примечание. Индексы 1, 2, 3 отражают возрастание сапропелевого (альгинитового) материала.

химических исследований. Концентраты РОВ сапропелевого ОВ незначительной степени преобразованности в УФ-лучах ярко люминесцируют.

Гумусовое ОВ содержит большое количество форменных остатков высших растений, и его, как правило, в проходящем свете определить возможно более точно.

За рубежом, а в последнее время и в России, широко используется классификация типов ОВ (типов керогена) по структурно-химическому признаку Б. Тиссо и Д. Вельте (1981). Авторы предлагают выделять три типа керогена. На диаграмме Ван-Кревелена они характеризуются соответствующими кривыми (рис. 2.5, 2.6).

Первый тип — кероген с высоким содержанием водорода и низким кислотода (начальное атомное отношение $H/C_{ат}$ высокое — более 1,5 и $O/C_{ат}$ низкое — менее 0,1); кероген в значительной части состоит из липидного материала, в нем преобладают алифатические структуры. Содержание полиароматических ядер и гетерогенных связей невелико. Кислород находится главным образом в сложноэфирных связях. Кероген формируется в основном за счет водорослевых и микробных липидов, он характерен для некоторых типов горючих сланцев: торбанитов, тасманитов, куронгитов, горючих сланцев «Грин Ривер». Этот тип керогена распространен относительно редко.

Второй тип — кероген, в котором содержание водорода достаточно высокое, но меньше, чем в первом типе, содержание кислорода более высокое; в керогене этого типа большое значение приобретают полиароматические ядра, гетероатомные группы кетонов, карбоксильные группы кислот и сложноэфирные связи. В нем обычно присутствует сера, локализуясь в гетероциклах. Кероген этого типа формируется в результате отложения и накопления морских организмов (фито- и зоопланктон, бакте-

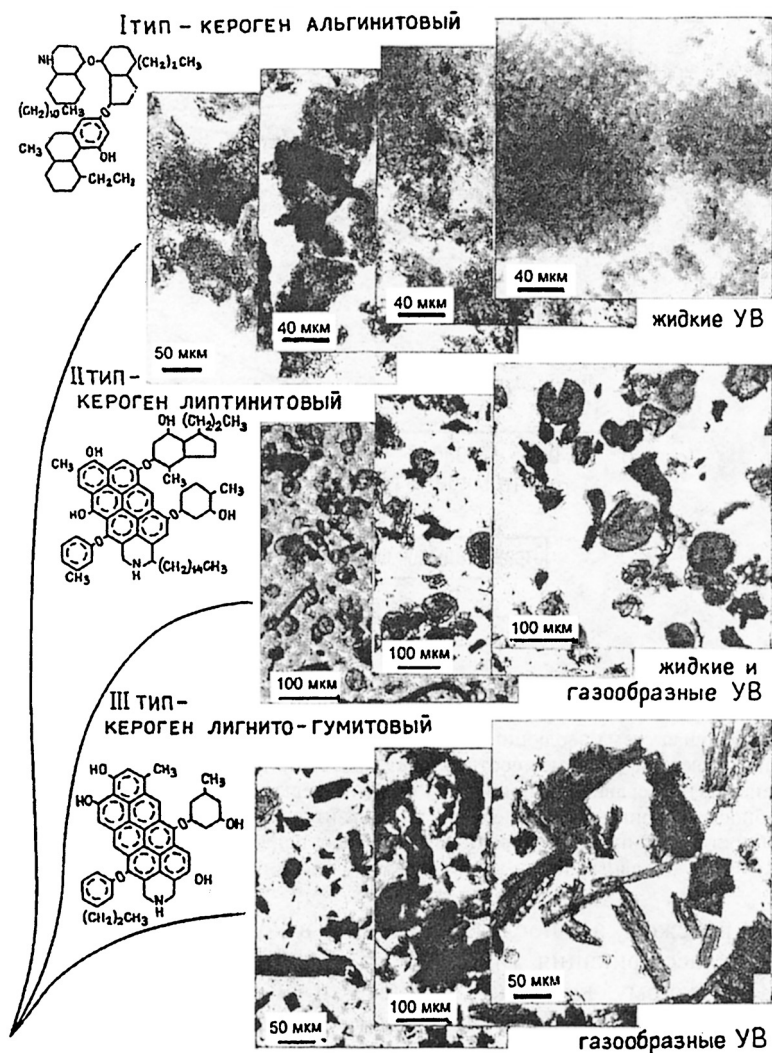


Рис. 2.6. Типы керогена: структура и петрографический состав (по Б.М. Дюрану)

определяется как лейптинит. Этот кероген является источником УВ для большого числа нефтяных месторождений, в том числе и гигантских.

Третий тип — кероген, бедный водородом ($H/C_{ат} < 1$, $O/C_{ат} = 0,2-0,3$), содержащий преимущественно конденсированные полиароматические ядра и кислородсодержащие функциональные группы при отсутствии сложноэфирных группировок. Характерны длинные алифатические цепочки, унаследованные от восков

высших растений. Кероген этого типа образовался в основном из остатков наземной растительности. Обычен для континентальных окраин и дельтовых толщ.

Выделенные типы керогенов отличаются по характеру генерируемых продуктов, и прежде всего УВ. Соотношение различных групп УВ дано на рис. 2.7.

Есть и другие классификации керогенов, в основу которых также положен элементный и мацеральный состав исходного ОВ, также учитывается и состав генерируемых продуктов. Так, ОВ, значительную долю которого составляют микробиальные компоненты, Мак Кирдли предложил разделять на четыре типа. Первый тип обогащен водородом, в продуктах генерации преобладают н-алканы, ароматических соединений очень мало, мацеральный эквивалент — альгинит. Второй тип является смесью обогащенного липидами сапропелевого и гумусового ОВ, отношение $H/C_{ат}$ изменяется от 1,29 до 0,75, пристан преобладает над фитаном, содержание н-алканов и длина их цепей меньше, чем в керогене первого типа. Третий тип является гетерополиконденсатом водорослевых гуминовых веществ, по элементному составу сходен с витринитом ($H/C_{ат} = 0,83-0,54$). Кероген четвертого типа обеднен водородом, по составу близок к фюзиниту ($H/C_{ат} = 0,54-0,28$).

Классификация керогенов, предложенная С. Лартером и С. Сенфтлом (1985), основана на результатах пиролиза и газожидкостной хроматографии генерированных продуктов, углепетрографических исследованиях с учетом элементного состава керогена. Эта классификация в настоящее время является наи-

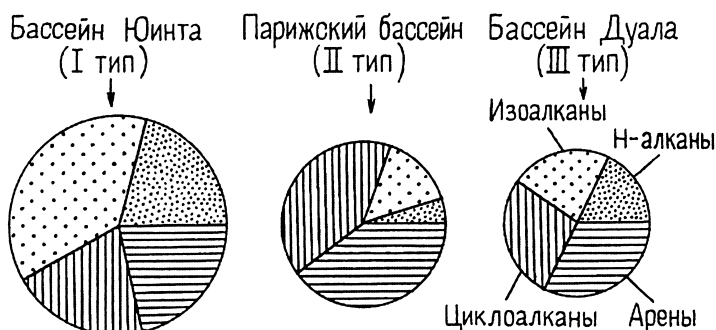


Рис. 2.7. Состав углеводородов, генерируемых из трех основных типов керогенов на глубине максимума нефтеобразования (различными знаками показаны участки относительного содержания каждого класса углеводородов на грамм органического углерода) (по Б. Тиссо и Д. Вельге)

более детальной, учитывающей наибольшее число параметров. Авторы выделяют восемь групп керогена: 1) I_n — преобладание парафиновых углеводородов, представлен торбанитом; 2) I_{nn} — преобладание парафино-нафтяных структур, представлен тасманитом; первые два типа богаты альгинитом; 3) I_n — преобладание нафтяных УВ, образован из ризинита; 4) II_{nn} — парафино-нафтяные УВ, кероген обогащен аморфинитом; 5) II/III_n — кероген богат экзинитом, в продуктах генерации доминируют парафиновые УВ; 6) II/III_{ϕ} — представлен споринитом, преобладают фенолы; 7) III_n — кероген обогащен витринитом, парафиновые УВ преобладают; 8) III_i — в керогене преобладает инертинит.

На любых уровнях геохимических исследований первостепенная задача — определение фациально-генетического типа ОВ. При разных принципах построения классификаций ОВ: структурно-химическом (алиновое, арконовое ОВ — Н.Б. Вассоевич), физико-географическом (аквагенное и терригенное ОВ — А.Э. Конторович) и др. — они имеют сходную основу — фациально-генетическую. Типизация керогена, по Б. Тиссо и Д. Вельте, по существу, также представляет разделение НОВ на те же основные группы — сапропелиты (I и II типы) и гумиты (III тип), только в I тип выделены наиболее «чистые» керогены горючих сланцев, наименее окисленные в диагенезе.

На современном уровне исследования НМ-отложений такие определения генетического типа ОВ, как «кероген II типа» или «сапропелиты-гумиты», являются недостаточными, поскольку сами по себе эти данные несут мало информации о генезисе ОВ. Наиболее информативным в генетическом плане является вещественно-петрографический состав ОВ. Попытка создать генетическую классификацию ОВ внутри класса сапропелитов была сделана Г.М. Парпаровой и А.В. Жуковой на примере ОВ палеозоя—допалеозоя Сибирской платформы (1990). В исходном ОВ указанного возрастного комплекса авторы выделяют три компонента: фитопланктон (ФП), в основном *Cyanophyta* и *Acrutarhacha*, фитобентос (ФБ), *Phaeophyta* и *Rhodophyta*, и зоосоставляющую (ЗС), граптолиты, трилобиты и др. Эти компоненты распознаются при петрографическом изучении керогена и классифицируются соответственно как альгинит (коллоальгинит), псевдовитринит и хитинит. Классификация построена на основе треугольной диаграммы, где выделяются 19 типов ОВ. При содержании компонента менее 25% он не входит в наименование типа. В вершинах треугольника располагаются шесть «чистых» типов ОВ, например фитопланктонный (ФП — 90–100%) и существенно фитопланктонный (ФП — 75–90%). Далее выделяются 6 типов с бинарными наименованиями, например фитобентосно-фи-

топланктонный (ФБ — 50–75%, ФП — 25–50%, ЗС — 30–25%); три типа смешанных с бинарными наименованиями и три типа смешанных с преобладанием одного компонента. При безусловной научной значимости указанной классификации она чересчур громоздка и имеет явно субъективный характер. При дальнейшей разработке генетической классификации сапропелитов в нее необходимо включить бактериальное и (или) фитопланктонно-бактериальное ОВ, выявлению которого будут способствовать электронно-микроскопические исследования.

В последние десятилетия в результате электронно-микроскопического анализа углеродсодержащих пород различного возраста (от архея до современных осадков) было установлено, что в их формировании принимали участие цианобактериальные маты. Выделено два типа матов — нитчатый и кокоидный. Первый формировал куонамские сланцы кембрия Сибирской платформы, диктионемовые сланцы нижнего ордовика Прибалтики; кокоидный — куерские сланцы среднего ордовика Прибалтики, доманиковые сланцы верхнего девона западного склона Урала и др. Наблюдаемая в электронном микроскопе структура позволяет определить исходные формы цианобактерий, но установить специфику химического состава ОВ матов разных типов пока не удалось. Для ОВ современных бактериальных матов характерно высокое содержание изопреноидов, резкое преобладание гопанов над стеранами. Поскольку бактериальные маты, как и вообще бактериальное ОВ, играют, видимо, большую роль в формировании керогенов осадочных углеродсодержащих пород, то изучению этого типа ОВ необходимо уделять особое внимание.

2.2. НЕФТЕМАТЕРИНСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В настоящее время не вызывает сомнения, что нефть является продуктом преобразования осадочных пород. Одним из важнейших критериев нефтегазоносности любых осадочных бассейнов или их крупных подразделений является возможность слагающих их осадочных пород генерировать нефть и (или) газ, т.е. их нефте- и газоматеринский потенциал. Почти все литофациальные типы современных и ископаемых осадков содержат углеводородистое ОВ, обязательным компонентом которого являются битумоиды, содержащие микронепть, за счет концентрации которой образуется собственно нефть, т.е. практически все осадочные породы, содержащие ОВ, могут быть нефте- и (или) газоматеринскими в соответствующих геологических условиях. Важно определить,

какое количество нефти они могли дать, т.е. установить их нефтематеринский потенциал — $P_{\text{НМ}}$.

Нефтематеринский потенциал — это то количество микронепти, нефти, которое может генерировать данная порода (свита) за всю геологическую историю.

Проблема нефтематеринских отложений и $P_{\text{НМ}}$ насчитывает более чем вековую историю, хотя понятие «нефтематеринский потенциал» появилось всего 40 лет назад. Огромную роль в создании и развитии учения о НМ-потенциале принадлежит выдающемуся отечественному ученому Николаю Брониславовичу Вассоевичу.

В настоящее время в литературе существуют различные термины для определения понятия $P_{\text{НМ}}$. Наряду с наиболее конкретными *нефтематеринский потенциал* и *газоматеринский потенциал* используются и другие названия — *нефтегазоматеринский потенциал*, *нефтегазогенерирующий потенциал*, *нефтегазогенерационный потенциал*, *генетический потенциал продуктивности*, *генетический потенциал керогена*, *нефтяной потенциал*, *углеводородный потенциал* и др.

Разные типы ОВ обладают различными $P_{\text{НМ}}$; нефтематеринский потенциал породы определяется не только содержанием ОВ, но и его качеством и фациально-генетическим типом. В связи с этим необходимо строго разграничивать $P_{\text{НМ}}$ ОВ, обозначая его $P_{\text{НМ}}^{\text{ОВ}}$, и $P_{\text{НМ}}$ включающей его породы, обозначая таковой $P_{\text{НМ}}^{\text{П}}$, причем оценивать и тот и другой количественно как относительно, так и абсолютно. Их важно рассматривать отдельно, так как $P_{\text{НМ}}^{\text{ОВ}}$ может быть высоким, но из-за малого содержания ОВ в породе $P_{\text{НМ}}^{\text{П}}$ будет очень низким (подробнее это рассматривается в разд. 4.2).

$P_{\text{НМ}}^{\text{ОВ}}$ оценивается отношением (%) количества нефтяных УВ, генерированных породой за всю свою катагенетическую историю до полного истощения или только до определенной градации катагенеза, к общему содержанию ОВ в породе к началу катагенеза.

Нефтематеринский потенциал ОВ — $P_{\text{НМ}}^{\text{ОВ}}$ — является функцией его молекулярной структуры, которая определяет способность ОВ образовывать в процессе катагенеза большее или меньшее количество нефтяных УВ. Молекулярный состав и структура ОВ проявляются в элементном, компонентном, мацеральном составе керогена. Эти показатели изменяются в зависимости от генетического типа ОВ, степени его преобразования и других факторов. Для оценки $P_{\text{НМ}}$ используются данные об элементном составе ОВ. Если сравнивать элементный состав нефти и ОВ (даже ОВ наиболее благородного состава), то нефть отличается более высоким содержанием водорода. Отсюда следует вывод, что крите-

рием (или мерилем) этой способности ОВ генерировать УВ служит обогащенность его водородом. Коэффициенты Н/С и С/Н широко использовались как для выделения генетических типов ОВ, так и для определения Π_{HM} еще с 50-х годов. В.А. Успенский и О.А. Радченко считали эти коэффициенты наиболее информативными для оценки Π_{HM} , которую необходимо проводить лишь по количеству липоидных компонентов ОВ, не беря в расчет гумоидную составляющую «сапропелевого» ОВ.

Соотношение водорода и углерода (Н/С) в УВ отражает обогащенность водородом, связанным только с углеродными атомами. В других же органических соединениях, присутствующих в ОВ, содержащих гетероатомы, величина Н/С может быть обусловлена водородом гидроксильных групп, а также групп SH, NH, NH₂. Поэтому для характеристики $\Pi_{\text{HM}}^{\text{ОВ}}$ важна оценка водорода, не связанного с кислородом. Произвести оценку этого водорода можно, только определив количество кислорода, который явно превалирует по сравнению с другими гетероэлементами и уходит из ОВ в форме H₂O, CO₂, CO.

Для определения углерода, связанного только с водородом в ОВ, т.е. для оценки его потенциала, предлагались разные поправочные коэффициенты, наиболее удачным из которых является коэффициент F₁, предложенный Н.Б. Вассоевичем и И.Е. Лейфманом, использующий атомные отношения элементов, которые более информативны. Этот коэффициент имеет вид

$$F_1 = \frac{H - \sum (O + H + S)}{C} \text{ ат.}$$

На основании большого аналитического материала, собранного по разным бассейнам мира, был сделан вывод, что $\Pi_{\text{HM}}^{\text{ОВ}}$ растет по мере увеличения в нем алифатических и алициклических структур или алинового начала; в наибольшей степени это свойственно альгиниту, затем лейптиниту.

Соблюдая принцип изостадиальности прежде всего в отношении градаций катагенеза, Н.Б. Вассоевич и Н.В. Лопатин приводят подразделение $\Pi_{\text{HM}}^{\text{ОВ}}$ нефтематеринских пород по величине коэффициентов F₁ и F₀ (F₀ = Н/С_{ат}) для ОВ градации МК₁ (табл. 2.4).

Определению нефтематеринского потенциала РОВ путем экспериментального моделирования процессов генерации и выхода УВ и термодеструкции ОВ посвящены многочисленные работы российских и зарубежных геохимиков: А.И. Богомолова, Е.А. Глебовской, Т.Н. Мельцанской, Л.И. Хатынцевой, Б. Тиссо, Д. Вельте, Дж. Эспиталье, Р. Кастаньо и др. Для оценки нефтегенерационной способности отложений и определения степени

Таблица 2.4

**Качество ОВ по элементному составу
(по Н.Б. Вассоевичу и Н.В. Лопатину)**

Качество ОВ	F ₀	F ₁	Генетический тип ОВ
Очень богатое	1,2–1,4	1,0–1,2	СК _{ал}
Богатое	1,0–1,2	0,8–1,0	СК _{ал}
Умеренно богатое	0,9–1,0	0,7–0,9	СК _{ар-ал}
Среднее	0,9–1,0	0,7–0,8	СК _{ар-ал}
Бедное	0,8–0,9	0,5–0,6	СК _{ал-ар}
Очень бедное	0,7–0,8	0,3–0,5	СК _{ар}
Лишенное П _{нм}	менее 0,7	менее 0,3	

эволюции ОВ эти исследователи используют различные пиролитические методы (по сути это термические методы, подразумевающие высокие температуры нагрева ОВ).

В отличие от трудоемких и дорогостоящих методов выделения концентратов РОВ пиролитический метод дает возможность получить информацию о нефтематеринской породе без длительной обработки керна и шлама. П_{нм}^{ОВ} оценивается количеством образовавшихся УВ в лабораторных условиях при температурах от 300 до 650 °С, что примерно отвечает массе УВ, генерирующейся в природных условиях до конца среднего мезокатагенеза.

Дж. Эспиталье был разработан стандартный пиролитический метод, в котором используется специальное пиролитическое устройство Rock-Eval. Пример записи, получаемой при анализе, показан на рис. 2.8.

При пиролизе образуются несколько основных групп компонентов (три или четыре), которым соответствуют пики S₀, S₁, S₂, S₃, идентифицированные следующим образом: S₀ — содержание в породе УВ ряда C₁+C₇ (кг/т) (т.е. продуктов, выделяющихся при невысокой температуре (90 °С) в течение 2 мин, главным образом УВ газов); S₁ — содержание в породе жидких УВ нефтяного ряда C₈ + ... + C₁₅ + ... (УВ и нефтеподобных соединений, улетучивающихся до 280–300 °С); S₂ — УВ и родственные им компоненты, генерированные при более высоких температурах (до 500 °С). Этот пик сопоставляется с количеством УВ (кг/т или мг/г породы), которые могут образоваться при полной реализации нефтематеринского потенциала содержащегося в породе ОВ; S₃ — выход СО₂, полученного в результате пиролиза ОВ. Температура Т соответствует максимуму выхода продуктов углеводородного типа, полученных в результате крекинга.

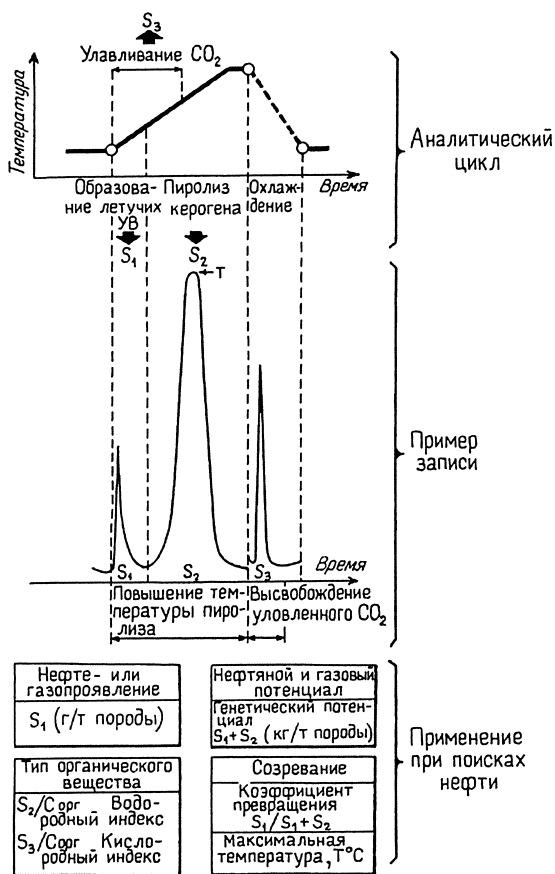


Рис. 2.8. Последовательность операций и пример записи данных, полученных с помощью пиролитического метода применительно к поискам нефти (по Б. Тиссо и Д. Вельте)

Величина S_1 соответствует доле исходного генетического потенциала, который реализован в УВ. Сумма $S_1 + S_2$ представляет собой генетический потенциал породы (кг/т).

Показателем качества керогена или типа ОВ являются водородный индекс HI ($S_2/C_{орг}$) и кислородный индекс ($S_3/C_{орг}$). Эти индексы хорошо коррелируют с элементарным составом ОВ, а именно с водородным $H/C_{ат}$ и кислородным $O/C_{ат}$ индексами ОВ. Значения этих индексов для керогенов разных типов, нанесенные на диаграмму Ван-Кревелена, повторили картину распределения значений $H/C_{ат}$ и $O/C_{ат}$ на этой диаграмме, т.е. обособили три типа керогена (рис. 2.9). Кривые на рис. 2.9, А и

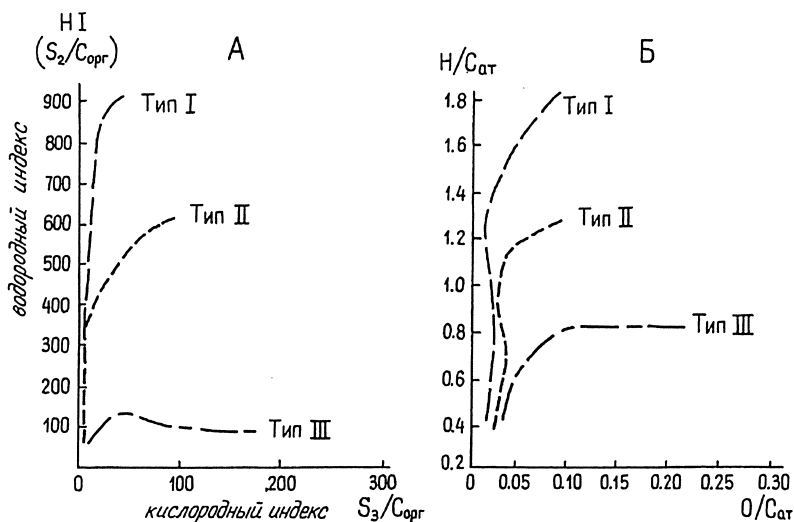


Рис. 2.9 Типы керогенов на диаграмме Ван-Кревелена в координатах водородный индекс и кислородный индекс (А) и $\text{H/C}_{\text{ат}}$ — $\text{O/C}_{\text{ат}}$ (Б) (по Б. Тиссо и Д. Вельте)

Б схожи. По Б. Тиссо и Д. Вельте, выделенные пики характеризуются следующими значениями:

- I тип керогена — $\text{H/C}_{\text{ат}} > 1,6$; $\text{HI} > 600$ мг УВ/г $\text{C}_{\text{орг}}$;
- II тип керогена — $\text{H/C}_{\text{ат}} = 1,2-1,3$; $\text{HI} 300-600$ мг УВ/г $\text{C}_{\text{орг}}$;
- III тип керогена — $\text{H/C}_{\text{ат}} < 0,9$; $\text{HI} < 150$ мг УВ/г $\text{C}_{\text{орг}}$.

Н.В. Лопатин и Т.П. Емец на основе пиролитического изучения керогена горючих сланцев, углей, концентратов РОВ пород баженовской и тюменской свит предложили следующую классификацию типов керогена по величине водородного индекса HI в мг/г $\text{C}_{\text{орг}}$: I тип (600) — превосходный, IIa (600–400) — богатый, IIb (400–300) и IIc (300–200) — средний, IIIa (200–150) — умеренный, IIIb (150–75) и IIIc (<75) — бедный (Лопатин, Емец, 1987).

Широкое использование пиролитических методов в нефтепоисковой геохимии (Дж. Эспиталье, Б. Тиссо, Д. Вельте, Г. Деро, М. Медес, Б. Кац, С. Лартер, В. Опп, Л. Сноуфен и др.) позволило установить ряд специфических особенностей этого метода. На величину пиролитических показателей влияет состав минеральной матрицы, концентрация $\text{C}_{\text{орг}}$ в породе; количество удерживаемых матрицей УВ растет с увеличением доли частиц пелитовой размерности, с ростом монтмориллонитовой составляющей по-

роды и уменьшается с ростом степени катагенетической преобразованности, состав минеральной матрицы влияет на $T_{\text{макс}}$.

Примером этого положения являются результаты пиролитического исследования ОВ майкопской толщи Кавказско-Скифского региона. Значения водородного индекса для ОВ пород лежит на диаграмме Ван-Кревелена в поле II и III типов керогена, значения же HI для керогенов тех же образцов попадает в поле I и II типов керогена; разница в значениях для рассеянной и концентрированной форм составляет 100–300 мг УВ/г ОВ.

По мнению многих зарубежных исследователей, пиролиз, вероятно, является наилучшим стандартным методом одновременного определения типа и зрелости ОВ, он позволяет производить полуколичественную оценку генетического потенциала и коэффициента превращения (Тиссо, Вельте, 1981).

Но пиролитический метод не универсален, сами авторы этого метода считают его полуколичественным. В оценке его следует полностью согласиться с мнением академика РАН Э.М. Галимова, считающего, что преимущество пиролитического анализа состоит в возможности получить весьма простыми средствами практически важную информацию, например, о нефтегенерирующей способности отложений, наличии процессов миграции, типе ОВ и степени его зрелости. При этом в процессе пиролиза происходит нарушение молекулярной структуры ОВ, возникают новообразования, поэтому он не может быть основой для настоящего глубокого и тонкого исследования органического вещества. Кроме того, этот метод не позволяет провести разделение генерированных продуктов на жидкие и газовые.

Нефтематеринский потенциал гумусовых углей $P_{\text{нм}}$ практически долгое время не рассматривался, поскольку преобладающие в них мацералы (фюзинит) вообще не способны генерировать жидкие УВ или генерируют их в столь малом количестве, что те не способны покинуть материнскую породу — витринит. Многочисленные проявления жидкой нефти в угольных пластах и уголеносных толщах Донбасса, Кузбасса и других угольных бассейнов позволяют поставить вопрос об оценке НМ-потенциала углей. Так, в углях Донбасса элементный состав витринита значительно варьирует для углей одной марки, но разной степени восстановленности. По величине этого показателя среди углей Донбасса выделены четыре генетических типа углей, в том числе и «сильно восстановленные» угли, которые характеризуются несколько повышенным содержанием Н и соответственно имеют ощутимый $P_{\text{нм}}$ за счет витринита.

Гумусовые угли кроме фюзинита и витринита содержат лейптинит, который включает кутинит, споринит, альгинит, резинит;

эта группа микрокомпонентов обладает значительным $P_{\text{нм}}$. Коэффициент F_1 изменяется в пределах 1,1–0,6; F_0 колеблется от 1,5 до 0,8 в зависимости от градаций катагенеза. Потенциал гумусовых углей необходимо оценивать в зависимости от мацерального состава по содержанию мацералов группы лейптинита.

Безусловный интерес с точки зрения возможного нефтеобразования представляют «угли» другого типа — сапропелевые. Эксперименты по термолизу подобных углей — оленекских богхедов, выполненные Е.А. Глебовской, Т.Н. Мельцанской, И.З. Сурговой и др., продемонстрировали интенсивную генерацию ими жидких УВ (выход нефтяных УВ при температуре 340 °С и давлении 45 МПа составил 24% от исходного ОВ). Элементный состав полученных продуктов и количественная сторона образования жидких УВ полностью подтвердили теоретические балансовые расчеты для сапропелевого типа ОВ. Потенциал сапропелевых микрокомпонентов ОВ, несомненно, высок, нередко выше, чем потенциал РОВ того же типа. Оценке их $P_{\text{нм}}$ способствует сочетание углепетрографических и геохимических методов исследования.

В настоящее время все большему кругу исследователей становится совершенно очевидным, что разработка проблемы потенциала ОВ на высоком научном уровне невозможна без использования современных методов органической химии, геохимии и петрографии — электронной микроскопии, инфракрасной спектроскопии, дифференциального петрографического анализа, газожидкостной хроматографии, масс-спектрометрии, ЯМР, ЭПР. Молекулярный уровень исследования ОВ не является пределом их изучения; видимо, для более углубленного познания вещества необходим атомарный уровень и, возможно, более тонкие, совершенные методы его исследования.

ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ЛИТОГЕНЕЗЕ

3.1. ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Состав биосферы

Биосфера — сфера жизни живого вещества — это сложная оболочка Земли, включающая в себя всю гидросферу и те области тропосферы и литосферы, в которых постоянно или периодически имеет место жизненный цикл.

Термин «биосфера» был предложен Э. Зюссом, но подлинным создателем учения о биосфере был В.И. Вернадский, впервые обосновавший роль живого вещества в истории верхних оболочек Земли — литосферы, гидросферы, тропосферы, подчеркивая исключительно многогранную роль биоса в различных геологических процессах.

В.И. Вернадский особое внимание обратил на то, что основная роль ОВ не в его количестве (массу современного живого вещества он определил в десятки триллионов тонн — $n \cdot 10^{13}$ т), а в необычайно широкой распространенности, «повсюдности», в исключительной биохимической активности, способности приводить в различные формы движения массы химических элементов, концентрируя и рассеивая их, и, главное, что поле деятельности живого вещества распространяется еще шире: после своей смерти оно продолжает во многом определять ход геохимических процессов.

Чем же обусловлена такая высокая активность живого вещества?

В.И. Вернадский определил понятие «живое вещество» (ЖВ) как совокупность живых организмов, сведенных к их весу, химическому составу и энергии, что позволило ему, а затем и его последователям определять массу живого вещества и другие характеристики. Необходимо обратить внимание, что в понятие «живое вещество» В.И. Вернадский вкладывал и его «энергию». Живое вещество состоит из нескольких компонентов или групп биомолекул сходного строения: *белков, углеводов, липидов* (или жиров) и близких им соединений *панлипоидинов*, в высших растениях еще выделяется *лигнин*. Элементный состав компонентов живого вещества приведен в табл. 3.1.

Таблица 3.1

Элементный состав компонентов живого вещества

Вещество	С	Н	$\Sigma(O+N+S)$		
			О	Н	С
Белки	50–55		19,5–24	15–19	
Углеводы	40–44,7	6,1–6,6	49,5–53		
Лигнин	62–69	4,5–6,5	~30		
Липиды	72–79	11–13	10–12		
Нефть	85,3	13,5	0,7	0,3	0,5

Таблица 3.2

Групповой состав биопродуцентов

Биопродуценты	Липиды и липоиды	Белки	Углеводы	Лигнин
Зеленые растения	менее 5	5–10	более 50	более 25
Фитопланктон	5–20	24–48	30–65	
Зоопланктон	10–22	65	20	
Бактерии	20	до 60	20	

Таблица 3.3

Групповой состав современных представителей флоры

Вид растения	Белки	Жиры, воски, смолы	Углеводы	Лигнин
Водоросли	20–40	10–30	10–30	0
Лиственные мхи	15–30	8–10	30–40	10
Папоротники, хвощи	10–15	3–5	40–50	20–30
Лиственные деревья	1–10	1–5	более 50	более 30
Трава	5–10	5–10		

Элементный состав ЖВ заметно варьирует. Содержание компонентов в разных группах биопродуцентов также отличается (табл. 3.2 и 3.3). Кроме главных компонентов ЖВ, перечисленных в табл. 3.1, в малом количестве присутствуют нуклеиновые кислоты, пигменты, витамины.

Белки — важнейшие компоненты живого вещества, входящие в состав клеточной ткани и участвующие в процессах биосинтеза. Белки — это сложные полимеры, построенные индивидуальными *аминокислотами*. Простые белки — *протеины* — состоят только из аминокислот; сложные белки — *протеиды* — помимо аминокислот содержат другие структурные элементы. Большинство белков состоят из 20 аминокислот (аланин, глицин, лейцин и др.). Все разнообразие белков в природе обеспечивается разным порядком

соединения этих кислот. Характерным элементом связи аминокислот является *пептидная связь*: две аминокислоты соединяются в одну молекулу путем установления связи между углеродом кислотной и азотом основной группы CO—NH . Полипептидная цепь может содержать до 1000 аминокислотных остатков; все разнообразие форм белковых веществ создается последовательностью пептидных связей. Пептидные цепи образуют спирали. Последовательность аминокислот в белке определяет генетический код. После отмирания организма белки быстро гидролизуются с образованием индивидуальных аминокислот, которые в отдельных случаях сохраняются и в ископаемом ОВ. Например, они были в силурийских граптолитовых сланцах. Белки — основной источник азота в ОВ.

Углеводы составляют большую часть растительного живого вещества. Название этой группы соединений определяется таким же соотношением в молекуле кислорода и водорода, как у воды; молекулярная формула $\text{C}_n(\text{H}_2\text{O})_m$. Углеводы являются либо альдегидами, либо кетонами, присутствуют также и гидроксильные группы. Углеводы делятся на две большие группы: мономерные — *моносахариды* $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$ (глюкоза), $\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}_5$ (фруктоза) и полимерные — продукты конденсации моносахаридов — *полисахариды*, наиболее распространенными представителями которых в природе являются *целлюлоза* (клетчатка) и *хитин* (азотсодержащий полисахарид). Углеводы легко потребляются микроорганизмами, небольшая их часть сохраняется в осадке.

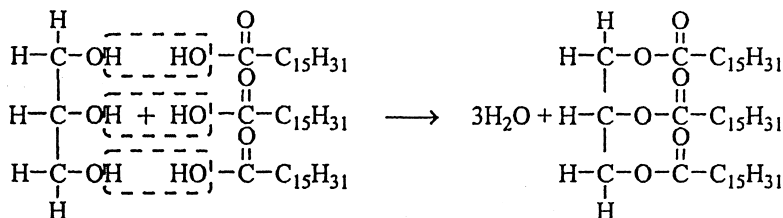
Лигнин. Под этим названием объединяют инкрустирующие вещества, совместно с клетчаткой образующие древесную ткань высших растений. Он относится к числу наиболее стабильных компонентов живого вещества. В основе химической структуры лигнина лежат ароматические кольца, обычно не синтезируемые животными, но широко распространенные в тканях растений. Он синтезируется в растениях при дегидратации и конденсации ароматических спиртов.

Липиды. Из всех компонентов живого вещества наибольший интерес с точки зрения нефтеобразования представляют липиды, липоиды и родственные им полимерные соединения, названные *панлипоидинами* (Гусева, Лейфман, Вассоевич, 1976). Они являются обязательной составной частью всех клеток живых организмов. Это природные жиры — сложные смеси, в которых преобладают триглицериды кислот, моно- и диглицериды, свободные жирные кислоты, каротиноиды, стероиды, терпеноиды и др.

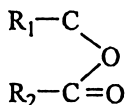
По традиции липидами называют соединения живого вещества, нерастворимые в воде, но растворимые в органических растворителях. К липидам относятся животные жиры, растительные мас-

ла, воски. Природные жиры, или простые липиды, представляют собой смеси различных триглицеридов, принадлежащих в химическом отношении к сложным эфирам. Жирные кислоты в природных жирах характеризуются четным числом как насыщенных, так и ненасыщенных атомов в молекуле состава $C_{14}-C_{18}$. Наиболее распространены жирные кислоты — пальмитиновая $C_{16}H_{32}O_2$, стеариновая $C_{18}H_{36}O_2$, олеиновая $C_{18}H_{34}O_2$, линолевая $C_{18}H_{32}O_2$.

Синтез жиров простых липидов осуществляется по следующему механизму:

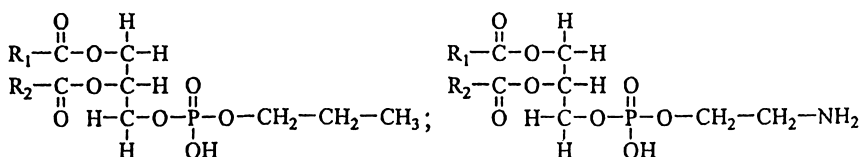


Воски в отличие от жиров представляют собой сложные эфиры карбоновых кислот $C_{16}-C_{26}$ и одноатомных спиртов. Воски подразделяют на цериды, производные алифатических насыщенных спиртов с длинными ($C_{24}-C_{32}$) углеродными цепями, и стериды, производные полициклических спиртов (стеролов). Общая формула восков (церидов) имеет вид

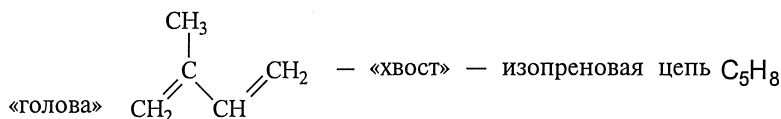


Наиболее высокое содержание восков характерно для высших растений. Они выполняют в организме защитные функции благодаря большой устойчивости к химическому и биохимическому воздействию. В составе природных жиров и восков встречаются свободные жирные кислоты, спирты, альдегиды, кетоны, н-алканы. Их иногда объединяют в самостоятельную группу *колипидов*.

Фосфолипиды, слагающие стенки клеточных мембран, относятся к *сложным липидам*. Они отличаются от простых липидов присутствием остатка фосфорной кислоты, известны фосфолипиды, содержащие и группу NH_2 . Молекула фосфолипида имеет вид

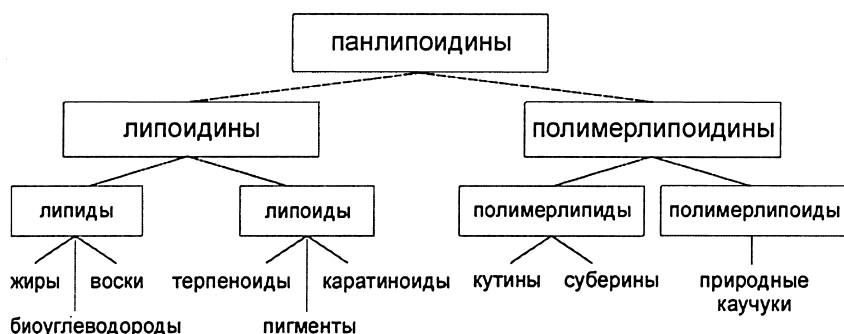


Растворимы в органических растворителях и липидоподобные соединения, например терпеноиды, стероиды и фосфолипиды. Основным звеном в структуре этих элементов является изопреновая цепь; молекулы, состоящие из двух изопреновых звеньев, называются монотерпенами (терпенами). Последние находятся в значительном количестве в составе водорослей и высших растений; к изопреноидным соединениям относятся также производные хлорофилла:



Изопреноидные звенья образуют цепи и циклы, по количеству изопреноидных звеньев выделяются монотерпены C_{10} , дитерпены C_{20} , тритерпены C_{30} , тетратерпены C_{40} .

На основе генетического и структурно-молекулярного принципа сопоставления липидов, липоидов и родственных им веществ А.Н. Гусевой, И.Е. Лейфманом и Н.Б. Вассоевичем была разработана общая классификация панлипоидинов (1970). Согласно этой классификации, к липидам (и полимерлипидам) относятся все соединения — производные жирных кислот, не содержащие изопреноидной структуры, а к липоидам (и полимерлипидам) — все соединения с изопреноидной структурой, не содержащие остатков жирных кислот. При таком толковании липиды и липоиды — равнозначные, а не соподчиненные понятия, причем в данном понимании липоиды подобны липидам по растворимости, а не по молекулярной структуре, поскольку липоиды по структурно-молекулярному признаку, по существу, представляют производные изопрена — изопреноиды в широком смысле этого термина. Состав панлипоидинов выглядит следующим образом:



Полимерные формы липидов и липоидов — полимерлипиды и полимерлипоиды — по особенностям строения сходны с одноименными мономерами, только они нерастворимы в органических растворителях. Это очень устойчивые соединения.

Кутины входят в состав эпидермиса плодов, листьев, стеблей; суберины — в состав внутренних стенок клеток. Спорополенин — очень прочное и устойчивое вещество, встречаемое в спорах пород разного возраста, представляет собой биополимер сложных эфиров каротиноидных спиртов и предельных жирных кислот; относится к соединениям типа полимерлиполидоидов.

Возникновение биосферы

Нефть и все другие горючие полезные ископаемые, так же как рассеянное органическое вещество осадочных пород, генетически связаны с живым веществом нашей планеты, с биосферой прошлых геологических эпох. Проблема происхождения нефти, нижний возрастной предел ее образования тесно связаны с возрастом возникновения жизни на Земле. Согласно наиболее распространенной гипотезе, Земля возникла 4,8–5 млрд лет назад в результате слипания первичного вещества холодных тел — планетезималей, затем произошел ее разогрев вследствие повышенной теплогенерации. Источники энергии — радиоактивный распад, импактные воздействия, ультрафиолетовое излучение, сейсмичность, приливные возмущения и др. В результате произошла дифференциация вещества первичной Земли и сформировались ядро, мантия и земная кора, близкая по составу к современной. Дифференциация вещества вызвала выделение газов и формирование первичных океанов и атмосферы. Первичная атмосфера отличалась от современной. Она имела восстановительный характер, в ее составе были гелий и водород, которые быстро улетучились, метан, пары воды, аммиак, CO, CO₂. Свободный кислород отсутствовал. За счет высокой активности этих веществ, очевидно, образовывались полимеры, содержащие C, N, O и другие биофильные элементы, т.е. первые органические вещества возникали путем абиогенного синтеза.

Идея о том, что современные биологические молекулы могли в прошлом возникнуть абиогенным путем, была высказана впервые А.И. Опариным, затем Дж. Холдейном еще в середине 20-х годов XX в. Экспериментальные работы в этом направлении начались только в 50-х годах в разных лабораториях. Наиболее сенсационный результат был получен в лаборатории Чикагского университета Стэнли Миллером, который в результате облучения УФ-лучами газовой смеси, содержащей метан, аммиак, водород

и воду, а также использования электрического разряда синтезировал мочевины, муравьиную кислоту и формальдегид. Затем были получены аминокислоты, альдегиды, аденин, глицин и другие органические соединения. К настоящему времени абиогенным путем синтезирован весь ряд аминокислот, входящих в белки.

В чем же различие живого и неживого вещества? Синтезированные в лабораториях, видимо, как и существующие на первичной Земле, сгустки белка не могли воспроизводить себе подобные. Для этого необходима «матрица», каковой в биологических клетках и являются ДНК и РНК, т.е. основные молекулы жизни — биополимеры: белки (полипептиды) и ДНК и РНК (полинуклеиды). Основным признаком жизни — самовоспроизведение, самообновление белковых тел, в основе которых лежит саморепликация или удвоение молекулы ДНК с передачей рождающейся клетке генетической информации. Академик В.И. Гольдманский, определяя жизнь как «форму существования биополимерных тел (систем), способных к саморепликации в условиях постоянного обмена веществом и энергией с окружающей средой», подчеркивал, что это не единственная особенность, отличающая биоорганический мир от неживой природы.

Второе важное отличие живой природы состоит в хиральной чистоте биополимеров (Гольдманский, 1986). В чем же суть этого отличия? Хиральность (от *греч.* χεῖρ — рука) — способность молекул образовывать зеркально-антиподные изомеры, которые называют оптическими изомерами. Они отличаются друг от друга тем, что вращают плоскость поляризованного света в противоположные стороны: в правую — D-изомеры, правые, в левую — L-изомеры, левые. Живой природе присуща практически абсолютная хиральная чистота: белки содержат только левые аминокислоты, а нуклеиновые кислоты — только правые сахара. В исходном предбиологическом органическом веществе зеркальных антиподов не существовало, т.е. «правые» и «левые» изомеры присутствовали в равных количествах. Такие смеси называются рацемическими. Это подтверждено многочисленными экспериментами по синтезу органических веществ, проводимыми более 40 лет в разных лабораториях мира. В результате каких сил и процессов была разрушена оптическая симметрия органических молекул — это до сих пор не решенный вопрос для биохимиков, химиков, биологов и геохимиков.

На вопрос: «Когда появилась жизнь?» — очевиден ответ: когда появилась ДНК и РНК внедрилась в структуру синтезированного белка. Свидетельства существования биологической жизни в породах раннепротерозойского и архейского возраста получены в разных районах мира — шунгиты Карелии, метамор-

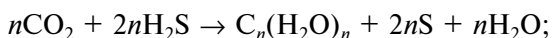
фические сланцы и метакварциты Гренландии, Южной Африки. Все они содержат $C_{\text{орг}}$; при помощи электронной микроскопии в них обнаружены форменные остатки, методом хроматомакс-спектрометрии идентифицированы хемофоссилии.

К числу наиболее древних определений биогенного ОВ относится формация Фиг-Три в Южной Африке, возраст которой 3,1 млрд лет. В кремнистых сланцах формации обнаружены форменные остатки, идентифицированные как «окаменелости бактерий». Хроматограмма экстракта из этих пород имеет нормальное распределение н-алканов C_{14} – C_{25} , в малых количествах присутствуют пристан и фитан (Кальвин, 1971). По-другому выглядит хроматограмма экстракта из более древних пород формации Он-фервахт (возраст 3,7 млрд лет). На ней на фоне гладкой кривой выделяются отдельные пики, обычно свойственные н-алканам биогенного генезиса, т.е. эта хроматограмма идентифицируется как смесь абиогенных и биогенных УВ. М. Кальвин сделал это заключение с большой осторожностью, отдавая себе отчет в том, что для такого вывода (граница жизнь—преджизнь) требуются очень веские доказательства. На рис. 3.1 приведена геохронологическая таблица химической и биологической эволюции, на которой четкая граница между этими двумя важнейшими этапами в эволюции Земли отсутствует, она лежит в интервале 3,1–3,7 млрд лет.

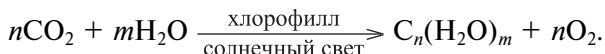
Анализ всех данных палеогеохимии, палеобиологии и геохимии, проведенный Дж. У. Шопфом, позволяет предположить, что жизнь появилась на Земле более 3,5 млрд лет назад и, вероятно, ранее этого рубежа в органическом мире уже были развиты такие явления, как анаэробная хемогетеротрофия и анаэробная фитоавтотрофия (Соколов, Федонкин, 1988).

Считают, что первые организмы были анаэробные гетеротрофы — бродильщики; они потребляли органические вещества, синтезированные абиогенным путем. Когда запас этих веществ был исчерпан, появились первые автотрофы. Они черпали энергию для жизни, расщепляя H_2S , выделяя при этом серу, — *аноксигенный хемосинтез*; затем они научились потреблять водород, расщепляя воду и выделяя кислород, — *оксигенный фотосинтез*. Формирование ОВ протекало согласно реакциям:

аноксигенный хемосинтез



оксигенный фотосинтез



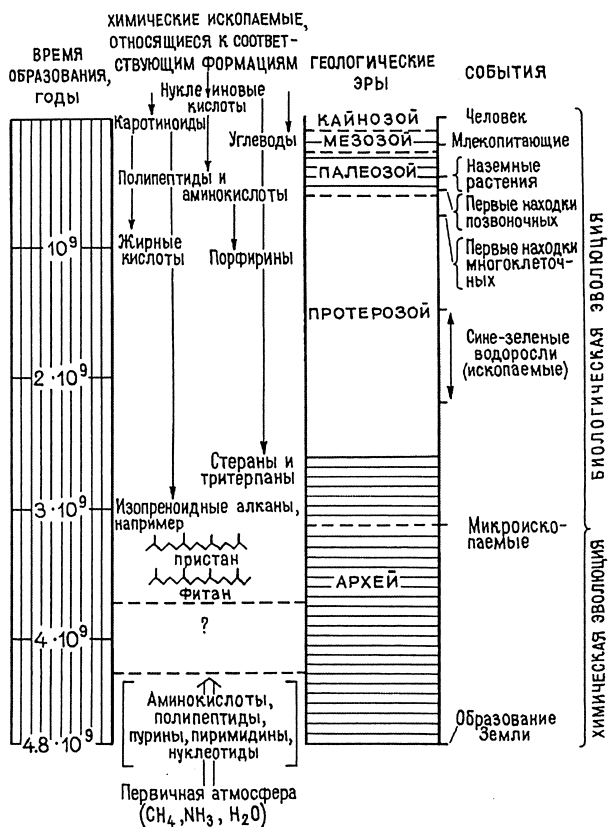


Рис. 3.1. Геохронологическая таблица химической и биологической эволюции Земли (по М. Кальвину, 1971)

Выделение кислорода в атмосферу и накопление его привело к формированию озонового слоя, благодаря которому жизнь смогла выйти на сушу.

Первые организмы (архебактерии, бактерии, цианобактерии) были *прокариотами*, т.е. у них отсутствовало ядро и половое деление, ДНК сосредоточена в центре клетки.

Существуют разные точки зрения, когда появился кислород в атмосфере. Согласно одной из них, накопление O₂ в атмосфере шло медленно и плавно, достигнув современного уровня в течение фанерозоя, так как прокариотная система не могла обеспечить более 1% свободного кислорода в атмосфере. Более распространена идея, что свободный кислород начал играть заметную роль в атмосфере начиная с 1,8–2, млрд лет назад — именно к этому времени приурочено появление красноцветных формаций,

широко распространенных практически на всех континентах. Существует также гипотеза, основанная на сходстве изотопного состава серы фанерозойских и архейских образований, что аэробная фотоавтотрофия существовала уже 2,9–3 млрд лет назад.

Эукариоты появились 1,5 млрд лет назад, они имели клетку с четко выраженным ядром; первые эукариоты были однополыми. В интервале 0,8–1,0 млрд лет появились разнополые эукариоты, которые дали толчок бурному развитию разных форм жизни; к концу протерозоя появились зеленые, бурые, красные водоросли. На границе кембрия—докембрия появление многоклеточных организмов повлекло за собой бурное развитие жизни — фауны и флоры. Возможно, что бесскелетная фауна появилась раньше. В вендских отложениях (600 млн лет) найдены отпечатки крупных бесскелетных организмов (эдиакарская фауна), но точная принадлежность этой группы ископаемых не определена. Первые наземные растения фиксируются в конце силура, расцвет их начинается с карбона и продолжается с постоянным увеличением видов вплоть до кайнозоя, с начала кайнозоя — млекопитающие, а в конце кайнозоя — человек (*Homo sapiens*) — вершина эволюции живого вещества.

Основные биопродуценты и их эволюция

Несмотря на единство элементного и компонентного составов различных представителей живого вещества, в их химическом составе и молекулярной структуре наблюдаются заметные отличия.

Живое вещество любого участка суши или моря характеризуется определенными биоценозами. *Биоценоз* — это совокупность всех живых организмов (животных, растений, грибов и др.), совместно населяющих какой-либо участок суши и (или) водоема. В любом биоценозе по типу питания выделяются три группы организмов: *продуценты*, *консументы* и *редуценты*. Продуценты — живые организмы, производящие живое вещество из неживого, автотрофы, например зеленые растения, водоросли; консументы — потребители, питающиеся ОВ продуцентов, гетеротрофы — все животные; редуценты — грибы и бактерии, разлагающие ОВ как консументов, так и продуцентов, минерализующие его.

Основным продуцентом ОВ в современных водоемах является фитопланктон. Поскольку НМ-потенциал ОВ в основном определяется долей липидных и липоидных компонентов в исходном ОВ, то именно распределение этой группы соединений в основных продуцентах представляет особый интерес (см. табл. 3.2). В табл. 3.4 приводится содержание липидов в разных группах

Таблица 3.4

**Основные породообразующие водоросли
(по Г.К. Барашкову, Е.А. Романкевичу)**

Группа	Состав запасных веществ	Состав скелета	Содержание липидов	Время массового проявления
Синезеленые	крахмал	—		PR
Красные	крахмал	—		PR
Перидиней	крахмал «масло»	SiO ₂	$\frac{3,5-18}{11}$	T
Диатомовые	«масло»	SiO ₂	$\frac{5-38}{12}$	J ₃ —K
Желтозеленые	«масло»	SiO ₂	5—10	PR?
Золотистые				
кокколитофориды	«масло»	CaCO ₃	$\frac{4-12}{8}$	O
силикофлагеллаты	«масло»	SiO ₂		
Зеленые	крахмал	CaCO ₃	1—10	PR

водорослей. Повышенной концентрацией липидов отличаются диатомовые водоросли, по биопродуктивности первое место занимают также диатомовые, затем следуют динофлагеллаты, относящиеся к группе перидиней. Современные диатомовые водоросли синтезируют более 50% ОВ. Широкое распространение они получили с конца юрского периода, хотя некоторые исследователи считают, что первые диатомеи появились уже к началу палеозоя. Диатомеи содержат повышенные концентрации внутриклеточных липидов (до 38% сухого веса); кроме того, липиды входят в состав клеточных мембран и запасных систем. Состав липидов непостоянен, соотношение свободных и связанных жирных кислот, их распределение различны. Так, у диатомеи *Skeletonema costatum* в общем количестве липоидов жиры составляют 34%, свободные жирные кислоты — 15, глицериды — 11, галактолипиды — 12%. Преобладают жирные кислоты с неразветвленной цепью и четным числом атомов С, причем незначительно преобладают ненасыщенные кислоты: С₁₆ — 70%, С₁₄ — 10, С₂₀ — 5%, очень мало С₁₈ и С₂₂ (Барашков, 1972).

Характерной особенностью диатомовых и некоторых других водорослей (золотистых, желтозеленых, перидиней) является их способность накапливать в виде запасных веществ липиды, причем наиболее нейтральные. Благодаря отложению этого легкого резервного вещества диатомеи имеют достаточную подвижность, несмотря на наличие тяжелой кремниевой оболочки. Содержание и состав запасных липидов зависят от разных экологических

факторов: освещенности, содержания минеральных веществ. Установлено, что при недостатке азота, при голодании в диатомеях резко возрастает доля липидов в ОВ. Дополнительные накопления липидов происходят в результате стрессовых ситуаций: облучения, холода, тепла, нарушения солевого обмена, воздействия химических стимуляторов. В экспериментальных условиях доля липидов возрастала до 70%. Важнейшим компонентом запасных липидов являются длинноцепочечные жирные кислоты, в основном ненасыщенные.

Накопив запасные вещества, водоросль может их сама израсходовать в процессе жизнедеятельности. Для того чтобы запасные липиды попали в осадок, необходимо отмирание организма в момент накопления этих резервных веществ. Таким образом, на состав ОВ осадка влияют не столько экологические условия жизни основных биопродукторов, сколько условия их отмирания, т.е. танатоценозы.

Следующая по численности группа альгофитопланктона представлена *динофлагеллатами*, относящимися к группе перидиней, или панцирных жгутиконосцев. Перидиней в массовых количествах встречаются в основном в теплых морях. В их клетках несколько повышено содержание липидов — от 3 до 18%, в среднем 11%. В составе жирных кислот присутствуют C_{18} , C_{20} , C_{22} , резко преобладает C_{18} (до 57%). Установлены также стероиды. Характерный биомаркер — 4-метилстероид, обнаруженный в повышенных концентрациях в ОВ рэтских горючих сланцев Западной Англии, рассматривается как показатель исходной биомассы динофлагеллат. Расцвет перидиней был в поздней юре и мелу, в кайнозой их распространение пошло на спад, но и в современных водоемах, морских и пресноводных, они еще достаточно широко развиты. Единичные их формы описаны в силуре в Черногории, но широкое распространение типичные перидиней получили только с юрского периода.

Золотистые водоросли более распространены среди ископаемых форм, окраска их обусловлена наличием желтого фермента — фикохризина. Прimitивные формы золотистых водорослей известны с кембрия, более сложные — с мела. Наиболее распространены два подкласса: кокколитофориды (*coccolithophorea*) — очень мелкие наннопланктонные формы, обитающие в теплых морях и образующие известковый ил; силикофлагеллаты (*silicoflagellatae*) — водоросли с кремниевой функцией, кремниевые жгутиковые. Эти водоросли достигли широкого распространения с сенона, встречаются они и в отложениях юры, имеются сведения о нахождении примитивных форм в ордовике. Это очень мелкие, исключительно морские формы, обитают в основном

в области литорали. В биохимическом составе этих водорослей изучены только жирные кислоты; их состав: C_{18} — 16–27%, C_{14} — 11%, C_{16} — 7–10%. В качестве резервных веществ современные формы накапливают липиды.

Желтозеленые водоросли значительно менее распространены; они играют важную роль в формировании озерных отложений, обогащенных ОВ. Свое название эта группа водорослей получила благодаря содержанию наряду с хлорофиллом желтых пигментов — ксантофилла и каротина. Желтозеленые водоросли обнаруживают большое сходство с зелеными водорослями. Особый интерес представляет водоросль *Batryococcus*, широко распространенная в современных сапропелевых илах и ископаемых сапропелитах, в горючих сланцах, как озерных, так и морских. Так, содержание УВ в варпатотских горючих сланцах Венгрии прямо пропорционально количеству остатков водорослей *Batryococcus*. Батриококкус является пороодообразующей водорослью так называемых торбанитов — озерных горючих сланцев Австралии пермского возраста.

Способность накапливать этими водорослями в особых условиях липиды в больших количествах может быть использована для получения синтетической нефти. Ученые Иерусалима в лаборатории получили углеводороды из водорослей *Batryococcus*, выращенных в теплой соленой воде. В США были выполнены подобные эксперименты: в воду, населенную водорослями *Batryococcus*, добавляли азот, микроэлементы и продували диоксид углерода, при этом резко возрастала биопродуктивность водорослей и содержание в них липидов. Квадратный метр поверхности такого водоема ежедневно может производить 50 г ОВ, из них 70% составляют липиды, 80% которых используется для получения дизельного топлива.

Наиболее широкое стратиграфическое распространение свойственно *синезеленым* водорослям. Они относятся к прокариотам, что сближает их с бактериями. Есть и другие признаки, более свойственные бактериям: строение клеточной стенки, наличие газовых вакуолей, способность к фиксации азота и др. В настоящее время их чаще называют *цианобактериями*. Они существуют на Земле более 3 млрд лет. Автотрофные формы при фотосинтезе используют CO_2 и выделяют кислород; благодаря их жизнедеятельности была создана кислородная атмосфера Земли. В течение всей истории своего развития они не претерпели изменений. В протерозойских бассейнах они были подавляющей формой жизни и поставщиком ОВ. Многими исследователями отмечались консервативность цианобактерий, их экологическая выносливость. Сине-зеленый цвет определяется наличием сине-

го и бурого пигментов в сочетании с хлорофиллом. Некоторые формы имеют и другие пигменты — от красного до черного. Эти водоросли токсичны, хищны, подавляют развитие других водорослей и зоопланктона, радиорезистентны, приспособлены жить в темноте, в горячих и холодных водах. Очень важным свойством этих водорослей является антибактериальное действие их липидов (цианофитина и хлороллина). Это предопределило устойчивость ОВ синезеленых (как и некоторых зеленых) водорослей к микробному разрушению. Цианобактерии представлены как одноклеточными, так и многоклеточными формами.

В цианобактериях обнаружены чрезвычайно устойчивые биополимеры, но существенно иного типа, чем в батриококкусах. Эти биополимеры образуются в оболочке клеток живого вещества и характеризуются аморфной структурой, благодаря им формируется аморфный кероген. Такие структуры керогена встречены как в современных осадках, так и в стратолитах докембрийского возраста. Благодаря этому ОВ синезеленых водорослей имеет достаточно постоянный и устойчивый состав, оно несколько обеднено гетероэлементами и обогащено водородом. Несмотря на невысокое в среднем содержание липидных компонентов (до 12%), оно характеризуется высоким нефтематеринским потенциалом.

Основную массу ОВ поставляют продуценты — основа пищевой цепи. Следующая группа пищевой цепи — копеподы, крупнейшая группа зоопланктона. Копеподы питаются непосредственно фитопланктоном, видимо, поэтому существует сходство между составом липидной фракции копепод и фитопланктона. Изопреновый углеводород пристан, присутствующий во многих современных осадках, видимо, имеет тот же источник: он является основным компонентом жировых телец копепод из отряда *Calonoida*.

При переходе по пищевой цепи от продуцента к следующему звену пищевой цепи масса ОВ сокращается на порядок. В ряду фитопланктон → копеподы → рыбы → хищники масса ОВ сократилась в 1000 раз. Несмотря на это, отдельные группы зоопланктона, видимо, вносят заметный вклад в ОВ и (или) влияют на его исходный состав. Так, ОВ силурийских граптолитовых сланцев характеризуется повышенными содержаниями азота за счет зоопланктона.

Вклад бактериального ОВ в исходное ОВ неоднозначно оценивается различными исследователями. Ведущая роль бактерий в преобразовании ОВ, в формировании окислительно-восстановительной обстановки, в воздействии на минеральную составляющую породы признается всеми. Бактерии — наиболее

распространенные представители живого вещества. Благодаря им зона действия живого вещества расширяется до глубины в несколько километров, охватывает высокотемпературные (более 100 °С) зоны, такие, как области развития «курильщиков», горячие озера. На основании такой «повсюдности» бактерий было предложено выделять сферу их жизнедеятельности как *бактериосферу* (Соколов, 1993).

Бактерии — мельчайшие организмы (ультрапланктон), размер которых не превышает 5 мкм. Бактерии являются автотрофами, гетеротрофами и олиготрофами. Автотрофные бактерии включают фотосинтезирующие формы, использующие для синтеза ОВ из минеральных веществ солнечную энергию, и хемосинтезирующие, использующие для этой цели химическую энергию. Автотрофные бактерии — это нитрофикаторы, сульфатредуцирующие, железобактерии и др.

Большая часть бактерий — гетеротрофы, они существуют за счет органических веществ других организмов, за счет разложения сложных органических молекул. Гетеротрофы, использующие для питания мертвые ОВ (некрому), называются *сапрофитами* или *гнилостными*; те же бактерии, которые живут в теле живых организмов, называются *паразитами*.

По отношению к кислороду бактерии подразделяются на *аэробные*, развивающиеся в присутствии кислорода, *анаэробные* — при отсутствии свободного кислорода, *факультативно-анаэробные*, растущие в тех и других условиях. Бактерии, развивающиеся в высокоминерализованных средах (более 100 г/л), называются *галофильными*. Анаэробные гетеротрофы — это метанобразующие, метаноокисляющие, молочнокислые, маслянокислые, гнилостные бактерии и др.

Характерной чертой бактерий является *автолиз* — самоуничтожение своей некромы. Автолизу препятствует сорбция бактериального ОВ минеральными частицами и резко восстановительная обстановка. Возможно, что автолиз уничтожает не все ОВ бактерии, а только наиболее подверженные микробиальному окислению компоненты, липидная же составляющая или часть ее сохраняется.

Согласно расчетам Н.В. Лопатина, доля некромы бактерий в ОВ к концу диагенеза может составлять ориентировочно в илах озер до 25–35%, в мелководных морских заливах и лагунах 10–15%, в шельфовой зоне океана 5–10%, в океанических осадках менее 0,5% (Лопатин, 1982).

Таким образом, геохимическая роль бактерий заключается прежде всего в разложении огромных масс растительных и животных остатков. Велика роль их в круговороте С, N, P, S, Fe, Mn

и др. С жизнедеятельностью бактерий связаны процессы биогенерации нефти и нафтидов, образования и разрушения серы и сульфидных руд, окисления метана в угольных месторождениях и т.д. Если вопрос о вкладе бактериального ОВ в исходное ОВ до сих пор дискуссионен, то участие липидной составляющей бактерий в формировании состава ОВ бесспорно.

Бактерии имеют изменчивый состав: 80% и более составляет вода, 20% — ОВ. По современным оценкам, 30–40% мертвого ОВ, потребляемого бактериями, идет на построение живого вещества самой бактерии, остальные 60–70% служат для получения энергии и после изменений превращаются в минеральные осадки. Их химический состав: С — 50%, О — 20%, Н — 8%, N — 5–10%, S — 1%, в малых количествах присутствуют магний, кальций, марганец, медь, цинк. Групповой состав: белки — 50–60%, материал клеточных мембран — 20%, на 20–40% состоящих из липидов, 10% липиды, липоиды, 10% ДНК, РНК. Жирные кислоты, извлекаемые из бактерий, обычно представлены соединениями ряда C_{10} – C_{20} , преобладают кислоты с разветвленной цепью — изо- и антеизоконфигурациями. Помимо жиров многие бактерии способны накапливать полифосфаты, полисахариды и серу. В составе ОВ бактерий отмечены также тритерпаны ряда гопана, в частности бисноргопаны, гаммацераны.

Высшие растения также являются поставщиком органического вещества в исходное ОВ аквальных осадков. ОВ высших растений представлено главным образом целлюлозой и лигнином, доля липоидных компонентов в них в целом мала. Однако заметное количество липидов и липоидов накапливается в листьях, спорах, пыльце, коре, плодах и семенах. Липиды высших растений характеризуются некоторой специфичностью, например, среди *n*-алканов от C_{10} до C_{40} отмечается повышенная концентрация УВ высокомолекулярных — C_{27} – C_{29} , а также значительное (до 10 раз) преобладание нечетных УВ над четными. В строении нерастворимой части керогена участвуют компоненты углеводов, белков и лигнина.

Состав и тип захороняющегося в осадках ОВ определяется прежде всего соотношением разных групп организмов-поставщиков, фациальной и физико-химической обстановками осадконакопления. Абстрагируясь от условий осадконакопления, проследим, как химический состав ОВ осадка в значительной степени изменялся в зависимости от эволюционного уровня развития групп организмов — поставщиков ОВ.

Биохимические предшественники нефти (рис. 3.2) могли находиться только в кайнозойском бассейне, т.е. в бассейне того

времени, к которому сформировались все известные ныне группы растений и животных.

Химический состав ископаемых осадков в какой-то степени отражает биоценозы, вернее, танатоценозы соответствующих геологических эпох.

В додевонское время основными поставщиками ОВ были синезеленые и прочие водоросли и бактерии, высшие растения отсутствовали, поэтому в отложениях додевонского времени пыльца, кутикула, витринит, растительные воски не наблюдаются. В ОВ этих отложений нет подавляющего превосходства нечетных УВ среди высших нормальных алканов. Сравнивая химический состав ОВ отложений разного возраста (имеется в виду ОВ, не измененное или мало измененное в катагенезе), далеко не всегда можно определить «возрастные» отличия или специфику исходного ОВ, поскольку все планктоногенное ОВ в отложениях различного возраста сформировано за счет фитопланктона и бактерий; все остальные поставщики ОВ — незначительная примесь, которая может и не сказаться на химическом составе захороненного ОВ.

Заметные отличия в химическом составе ОВ фиксируются только для двух крайних типов: 1) планктоногенного, образованного за счет жизнедеятельности фитопланктона и бактерий, чисто сапропелевого; 2) органического вещества наземного происхождения, образованного за счет высших растений, гумусового или арконового ОВ. Помимо отличий в углеводородной части меняется валовый химический состав, что приводит, в частности, к изменению величины $H/C_{ат}$; для сапропелевого (I тип керогена) ОВ она составляет 1,7–1,9, в то время как в более ароматическом обогащенном кислородом гумусовом ОВ (III тип керогена) величина этого отношения не превышает 1,1.

Известно, что климат и температура воды влияют на жизнедеятельность организмов и состав образованных исходным ОВ продуктов. Так, снижение среднегодовых температур, происходящее в связи с похолоданием от кембрия до современного периода, повлияло на структуру масел исходного ОВ в направлении повышения содержания ненасыщенных жирных кислот, присущих данному виду. Поскольку экспериментально установлено, что насыщенные жирные кислоты — источник алканов, а ненасыщенные — нафтеновых УВ, то соотношение алканы/цикланы, производных насыщенных и ненасыщенных кислот, синтезируемых растениями, контролируется температурой среды обитания.

Характер распределения некоторых биомаркеров (стеранов C_{28} и C_{29}) в УВ фракции морского ОВ и нефтей различного возраста в

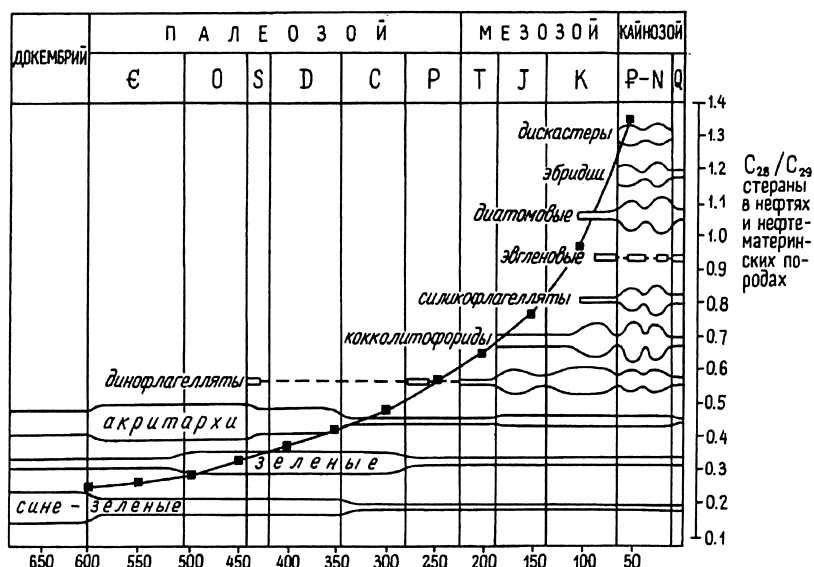


Рис. 3.3. Распределение отношения регулярных стеранов C_{28}/C_{29} в биопродуктах фанерозоя (по Р.М. Ваплесу и Т.М. Мачихаре)

геологической истории позволил наметить их генетическую связь с эволюцией основных продуцентов ОВ (рис. 3.3). Эта эмпирически установленная закономерность — увеличение отношения стеранов C_{28}/C_{29} от кембрия к кайнозой — не объясняет характер распределения стеранов в докембрийском ОВ и нефтях. На эмпирической кривой докембрийскому ОВ соответствуют низкие значения этого отношения, какие наблюдались в известных ранее нефтях докембрия. В результате исследований последних лет ОВ рифейских отложений и нефтей Восточно-Европейской платформы были идентифицированы ОВ и нафтиды с равномерным распределением стеранов, т.е. отношения стеранов $C_{28}/C_{29} \sim 1$, что соответствует ОВ динофлагеллат, появившихся много позже.

До сих пор состав исходных биопродуктов докембрия изучен крайне слабо. Не исключено, что в докембрии существовали предшественники динофлагеллат, биохимический цикл которых был сходен, что и предопределило соответствующее распределение биомаркеров. Таким образом, данные об углеводородном составе, характере распределения биомаркеров позволяют решать и (или) поставить обратную задачу: каковы же были биопродукты прошлых геологических эпох, особенно это касается ОВ наиболее древних и менее изученных докембрийских отложений.

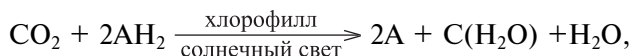
3.2. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В ДИАГЕНЕЗЕ

В современных морских осадках и водной толще ОВ отличаются сложностью состава и полигенностью. Это, во-первых, живое вещество — фауна и флора, продукты их метаболизма, сингенетичное или автохтонное ОВ, планктогенное и бентосное, аллохтонное, принесенное с континента, также может присутствовать эпигенетичное ОВ, мигрировавшее из нижележащих толщ, и продукты антропогенного загрязнения.

Седиментогенез ОВ

Седиментация, или осадконакопление, — сложный процесс взаимодействия геосфер Земли, происходящий при низких температурах и давлениях с участием различных организмов. Седиментация минеральных частиц и ОВ тесно связаны. В бассейне седиментации основной источник ОВ — это автохтонное ОВ, формирование которого происходит путем фотосинтеза, т.е. совокупностью биохимических реакций; в процессе формирования ОВ извлекает другие биогенные элементы в виде SiO_2 , CaCO_3 , MgCO_3 с некоторыми присущими им микроэлементами.

Для всех фотосинтезирующих организмов реакции фотосинтеза идут согласно следующему уравнению:



где А — носитель водорода.

Фотосинтез в океане происходит в сравнительно тонком верхнем слое мощностью 2–250 м (в среднем 40 м) — *эвфотическом слое* — слое жизни. Разные фотосинтезирующие организмы используют различные участки видимого светового спектра, что позволяет фотосинтезирующим бактериям и водорослям обитать на различной глубине водной толщи.

Соотношение автохтонного и аллохтонного ОВ изменяется в различных районах Мирового океана и на разных уровнях столба воды. По данным Е.А. Романкевича, в среднем в Мировом океане доля аллохтонного ОВ достигает 5% общей массы ОВ; приводятся более низкие и более высокие значения. На шельфе и некоторых участках континентального склона аллохтонное ОВ может составлять значительную долю общего ОВ; в водоеме оно находится в растворенной и взвешенной (детритной) формах. В океане количество растворенного ОВ резко преобладает над взвешенным и является господствующей формой существования,

но в донный осадок практически переходит только взвешенное ОВ. Б. Тиссо и Д. Вельте (1981), ссылаясь на Д. Мензеля, приводят следующие данные о соотношении этих форм ОВ. Вертикальное распределение детритного органического углерода (ДОУ) и растворенного органического углерода (РОУ) в океанах практически одинаково ниже глубины 200–300 м. Концентрация ДОУ изменяется от 2 до 10 мкг/л, а РОУ — от 350 до 700 мкг/л. Выше указанной глубины содержание этих компонентов изменяется, причем ДОУ прямо пропорционально, а РОУ обратно пропорционально величине первичной продукции органического вещества.

Создаваемое в бассейне автохтонное ОВ представлено прежде всего фитопланктоном. При малых размерах основных представителей фитопланктона (микропланктон и наннопланктон) и ничтожной массе он отличается чрезвычайно высокой продуктивностью.

В табл. 3.5 и 3.6 приводятся соотношения биомассы (Б) и биопродукции (П) для разных типов автотрофных комплексов по различным областям.

Схема баланса органического углерода в океане (рис. 3.4) наглядно демонстрирует соотношение биомассы и биопродукции фитопланктона, а также соотношение растворенной и детритной форм углерода.

По данным Е.А. Романкевича, ежегодная биопродукция в океане, включая и поступающее с суши ОВ, составляет 21,1 млрд т $C_{орг}$, в форме взвеси — около 1–3 млрд т $C_{орг}$.

Таблица 3.5

Соотношение биомассы и биопродукции (по В.А. Успенскому)

Автотрофный комплекс	П/Б
Древесина леса	0,018
Растительность лугов	0,67
Комплекс растительности озер, рек	14
Морской фитопланктон	150

Таблица 3.6

Процентное распределение годовой продукции углерода автотрофов по различным областям (по В.А. Успенскому)

Объект исследования	Биомасса	Годовая продукция
Педосфера	99,73	36,98
Болота	0,12	0,92
Озера, реки	0,01	1,09
Океан	0,14	61,01

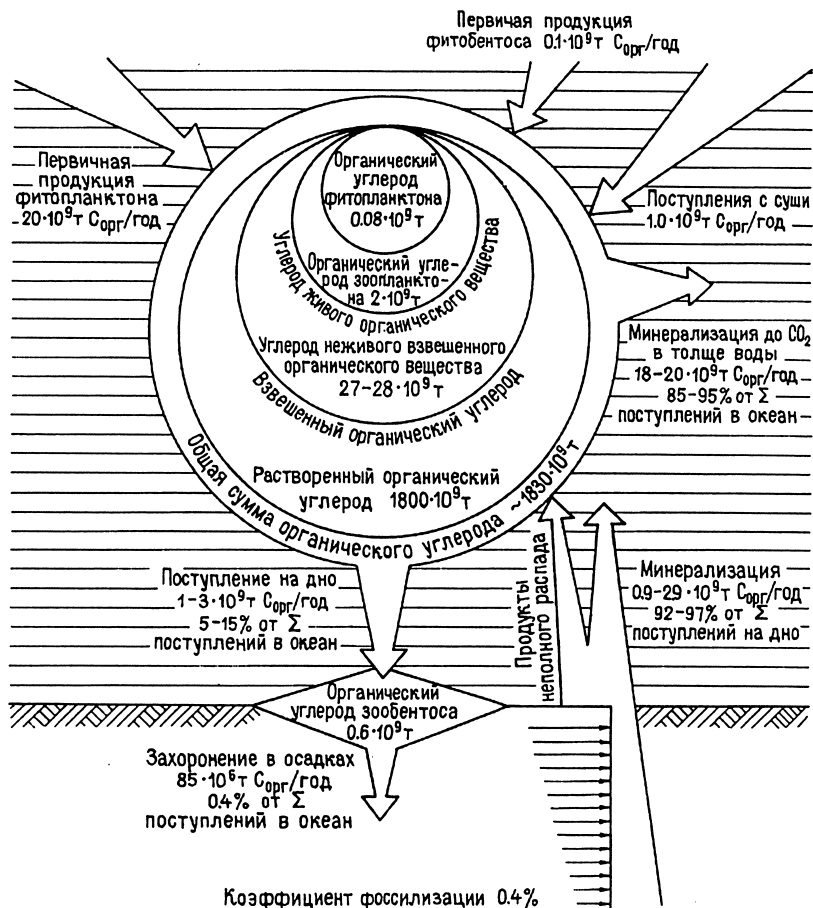


Рис. 3.4. Баланс органического углерода в океане
(по Е.А. Романкевичу)

Годовая продукция $C_{\text{орг}}$ в Мировом океане, по разным источникам, колеблется от 35 до $75 \cdot 10^9 \text{ т}$, при этом величина терригенного сноса за год составляет $25 \cdot 10^9 \text{ т}$, т.е. ниже биопродукции, при этом содержание $C_{\text{орг}}$ в осадках обычно не превышает 1% . Такое соотношение минеральной и органической составляющих осадка связано с тем, что подавляющая часть биопродукции не доходит до дна, а минерализуется. Минерализующееся ОВ образует «водный гумус», стойкие растворенные органические соединения, которые массой на два порядка превышают массу фитопланктона.

Биологическую продуктивность в морских обстановках контролируют различные факторы: свет, температура, минеральные

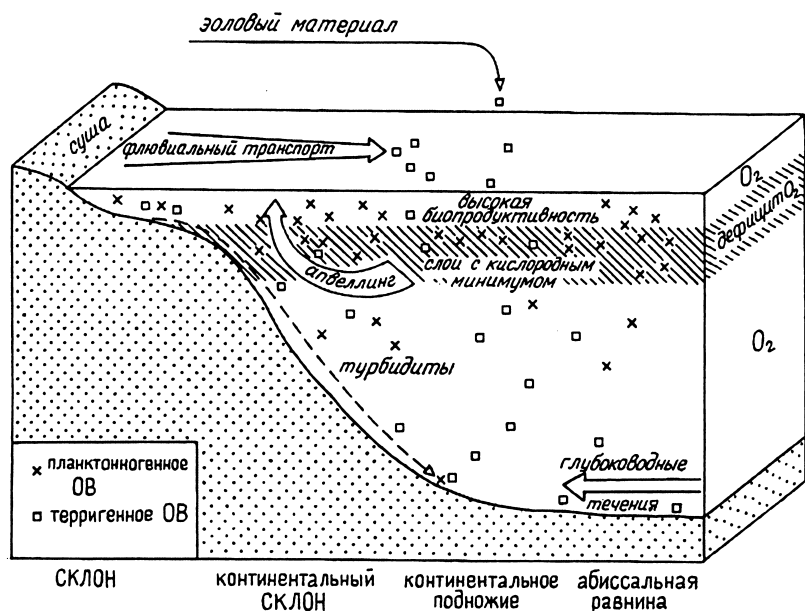


Рис. 3.5. Схематическая модель бассейна осадконакопления (по Б. Тиссо и Д. Вельте)

вещества, течения, газовый режим, высота водной толщи и др. На рис. 3.5 приведен схематический профиль через бассейн осадконакопления, демонстрирующий основные факторы, влияющие на накопление ОВ в бассейне. Главный фактор — питательные вещества (нитраты, фосфаты и др.). Они поступают из разных источников: с континента выносятся реками и флювиальными потоками; основная часть питательных веществ поступает из динамического резервуара океана и разносится течениями. Максимальное количество питательных веществ поступает в эуфотический слой в зонах апвеллингов, располагающихся у западных окраин континентов. Подъему глубинных вод (апвеллингу) к поверхности способствуют циклонические круговороты с их дивергенциями, сгонные ветры, места стыка холодных и теплых течений, штормы, муссонные ветры и др. Мощный и стабильный апвеллинг связан с пассатными восточными пограничными течениями в Тихом и Атлантическом океанах. К этим зонам апвеллингов приурочены осадки, наиболее обогащенные $C_{орг}$ (до 20%). В соответствии с поступлением питательных веществ распределяются и области с различной биопродуктивностью (табл. 3.7, 3.8).

По данным Е.А. Романкевича, над подводной окраиной континентов создается около 50% первичной продукции ОВ, примерно столько же приходится и на ложе океана.

Таблица 3.7

**Продуктивность прибрежных вод и открытого океана
(по Б. Тиссо и Д. Вельте)**

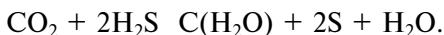
Зона	Площадь, 10 ⁶ км ²	Средняя продуктив- ность С _{орг} , г/м ² · год	Общая продуктивность С _{орг} , 10 ⁹ т/год
Открытый океан	326	50	16,3
Прибрежные воды	36	100	3,6
Зоны апвеллинга	0,4	300	0,1

Таблица 3.8

**Продукция фотосинтеза над основными структурно-
геоморфологическими областями океана (по Е.А. Романкевичу)**

Область	Площадь, млн км ²	Годовая продукция С _{орг}	
		г/м ²	10 ⁹ т
Подводная окраина континентов	84	120	10,1
Ложе океана	276	36	10,0

Источником питательных веществ в океане, очевидно, являются подводные вулканы, гидротермальные системы, зоны спрединга. Что касается последних, то современные исследования, выполненные в том числе при помощи подводных аппаратов, привели к сенсационным открытиям. Вблизи гидротермальных выходов в различных рифтовых зонах (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский рифт, Красноморский рифт, бассейн Гуаймас и др.) были обнаружены биогенные сообщества, поражающие своей биомассой (*Polychaeta*, *Alvinellidae*, *Vestimentifera*, *Riftia* и др.). Химический состав животных из этих биологических сообществ в целом идентичен обычным организмам. Питание для этих животных служит микрофитопланктон, некоторые формы которого напоминают цианобактерии (*Colothrix*, *Hyphomicrobium* и др.). Эти бактерии возникли за счет хемосинтеза по схеме



Содержание С_{орг} в районе гидротермальных полей 0,04–0,35% (одно определение показало 0,95%), что в несколько раз выше, чем в абиссальных пространствах, окружающих гидротермальные поля. ОВ отличается повышенным содержанием серы (до 15%) и более тяжелым изотопным составом (^{δ13}С изменяется от –11 до –17‰). Организмы-хемосинтетики характеризуются очень высокой продуктивностью — до 2,7 кг/сут, у фотосинтетиков — 6,8 кг/сут, т.е. цифры вполне сопоставимы (Леин и др., 1993).

В арктических областях, где самые широкие шельфы, продуктивность автотрофов лимитируется коротким световым днем, в дельтах рек — мутностью воды. В теплых тропических водах отмечается большее разнообразие видов, но его сокращение не означает сокращения биопродуктивности. Самая благоприятная температура для жизнедеятельности диатомовых водорослей — 5–15 °С, для динофлагеллат — 25 °С, т.е. первые тяготеют к умеренным широтам, а вторые — к теплым морям.

Между количеством ОВ, находящимся в бассейне седиментации, и концентрацией ОВ в осадках в общем существует прямая, но не всегда четко выраженная взаимосвязь. Наибольшие концентрации ОВ в осадках отмечены для зон с высокой первичной продуктивностью, расположенных вдоль континентов, и в особенности для зон апвеллингов. Однако процессы аккумуляции и консервации ОВ в осадках в значительной мере определяются и другими факторами: скоростью накопления минеральных частиц, их размером, составом, окислительно-восстановительной обстановкой в осадке, высотой столба воды и др.

Распределение $C_{орг}$ в осадке — это прежде всего функция биопродуктивности, что хорошо подтверждается характером распределения среднестатистических значений концентраций $C_{орг}$, полученных по 12 выделенным в рельефе дна морфоструктурным зонам океана (рис. 3.6). Характер распределения $C_{орг}$ на графике хорошо коррелирует с приведенными в табл. 3.7 и 3.8 данными о величине биопродуктивности.

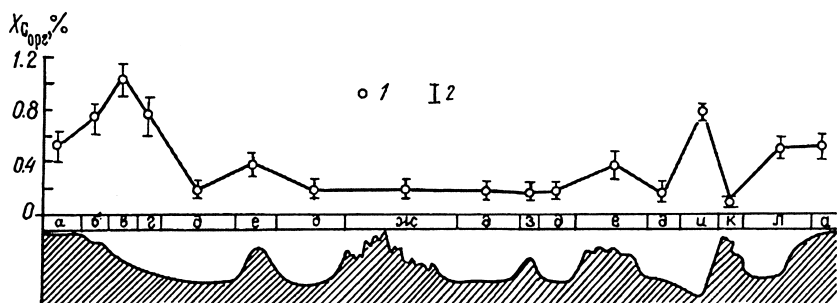


Рис. 3.6. Распределение статистических оценок содержания $C_{орг}$ в осадках морфоструктурных зон океанов: 1 — среднее значение концентрации $C_{орг}$; 2 — среднее квадратичное отклонение (δ); величина δ отражена на графике в условном масштабе; морфоструктурные зоны: а — шельф, б — краевое плато, в — склон, г — подножие, д — абиссальное ложе, е — поднятие на ложе и асейсмичный хребет, ж — срединно-океанический хребет, з — вулкан на ложе, и — глубоководный желоб, к — островная дуга, л — полузамкнутый бассейн на океанической периферии (Троцюк, Марина, 1988)

Из рисунка видно, что наличие обогащенных $C_{орг}$ отложений особенно характерно для континентального склона (субкларк 1,02%), что вдвое выше кларка океанического сектора Мирового океана (0,51%), в 1,5 раза превышает субкларки, свойственные глубоководным желобам (0,78%), континентальному подножию (0,76%) и краевому плато (0,72%); шельф оказался практически на уровне кларка (0,52%), что, видимо, связано с повышенной долей терригенного материала. Низкие значения (0,10%) отмечены для островных дуг и абиссального ложа (0,19%). Повышение значения концентраций в глубоководных желобах определяется повышенной продуктивностью вод над ними, обусловленной поступлением питательных веществ с островной дуги.

Состав же ОВ, осажденного в различных морфоструктурных зонах, существенно отличается. Изменение состава ОВ в зависимости от глубины бассейна, типа обстановки осадконакопления вполне закономерно. Это отражается как в элементном и групповом составе, так и в микрокомпонентном составе ОВ. Распределение микрокомпонентного состава ОВ в зависимости от морфоструктурных областей осадконакопления показано на рис. 3.7.

Наиболее высокой биопродуктивностью в Мировом океане характеризуются зоны глобальных апвеллингов, площадь которых

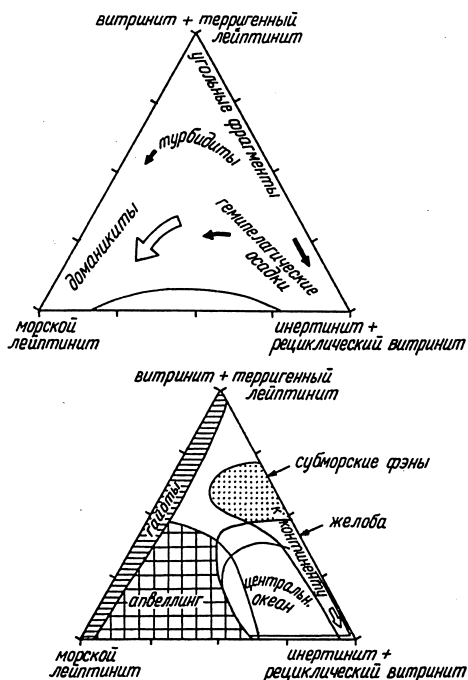


Рис. 3.7. Распределение микрокомпонентов — витринита, инертинита и лейптинита в различных морских обстановках (Литке и Са-шенхофер, 1994)

около 1 млн км², биопродуктивность достигает 2 г/м² ОВ в сутки; наиболее благоприятны глубины 100–300 м, скорость подъема вод 1 м/сут. Эти зоны отличаются и самыми высокими концентрациями С_{орг} — до 12%, (24,6% в апвеллинге Уолфиш-Бей).

Органическое вещество зон апвеллингов имеет специфический состав (амикагиновое ОВ), в нем повышено содержание азота, прежде всего за счет высокой доли зоопланктона в исходной биопродукции.

Важнейшим фактором, в значительной степени определяющим концентрацию ОВ в породах, является скорость накопления осадков. В условиях относительно постоянной скорости поступления ОВ в осадок его содержание обратно пропорционально скорости накопления минеральной составляющей осадка — эффект «разубоживания»; он наиболее хорошо проявляется в периферических частях бассейна седиментации, где фиксируется наибольшее поступление органического материала. Однако эта зависимость проявляется далеко не всегда, так как на эффект «разубоживания» накладываются другие процессы. Высокая скорость седиментации минеральных частиц препятствует действию аэробных бактерий, т.е. способствует сохранению ОВ и увеличению его концентрации в осадке.

П.И. Мюллером и Е. Суэсом была сделана попытка учесть влияние скорости осадконакопления на сохранность ОВ. На основании анализа содержания ОВ в донных осадках различных частей океана установлена «универсальная» связь степени сохранности С_{орг} со скоростью осадконакопления. В соответствии с расчетами при низкой скорости осадконакопления (2–6 мм за 1000 лет) сохраняется менее 0,01% С_{орг}, при умеренной (2–13 см за 1000 лет) — от 0,1 до 2% и при высокой (66–140 см за 1000 лет) — от 11 до 18%. Авторами предложено уравнение, позволяющее рассчитать величину С_{орг} в зависимости от скорости седиментации:

$$C_{\text{орг}} = \frac{0,003 \cdot R \cdot S^{0,3}}{P_n(1-\Phi)} \%,$$

где R — первичное содержание углерода в осадке, S — скорость осадконакопления, P_n — плотность, Φ — пористость.

Из приведенного уравнения следует, что степень сохранения С_{орг} в осадке удваивается при 10-кратном увеличении скорости осадконакопления при прочих равных условиях (Muller, Suess, 1979).

Размер осаждающихся минеральных частиц и состав их также влияют на концентрацию ОВ. На ряде толщ современных и ископаемых осадков установлена обратная зависимость между гранулометрией и концентрацией ОВ. На примере современных

отложений некоторых акваторий было установлено, что высокое содержание ОВ коррелируется с высокими концентрациями частиц субколлоидного размера (1 мкм) и с распространением иллита и монтмориллонита. Высокая адсорбционная способность этих глинистых минералов, обеспечивающая повышенные концентрации $C_{\text{орг}}$, в толщах разного возраста констатировалась для многих осадочных бассейнов. Растворенное ОВ (РОУ) также может сорбироваться. Происходит адсорбция главным образом полярных веществ — аминокислот, сахаров, фенолов.

На скорость осаждения ОВ влияет и концентрация ОВ во взвеси. Так, в прибрежных зонах амазонской дельты концентрация ОВ во взвеси 10–25%, в отдаленных районах — 50–80%. Для взвеси с высокой концентрацией ОВ характерно и закономерное распределение в столбе воды: чем больше ОВ, тем легче взвесь и выше в водной колонне она располагается (не осаждается), далеко разносится течениями, переносится ветром и т.д.

На основе изучения состава ОВ «свежего осадка», фитопланктона, дисперсных обломочных частиц и донного осадка учеными И. Ехиро и Х. Нобухико было установлено, что ненасыщенные жирные кислоты встречаются в значительных количествах в «свежем осадке», дисперсном материале эвфотического слоя, планктоне и отсутствуют в дисперсном материале в водных слоях глубже 500 м. Японские исследователи делают вывод, что органический материал «свежего осадка» генетически связан с фитопланктоном эвфотического слоя, причем перенос фитопланктоногенного органического материала в глубинные воды происходит очень быстро.

Работы А.П. Лисицина показали, что перенос материала из эвфотического слоя на дно происходит главным образом в виде фекальных пеллет.

На сохранность ОВ также влияет время пребывания частицы ОВ в столбе воды. Большая скорость осаждения и малая глубина, естественно, способствуют его сохранности, поэтому в мелководных участках бассейна сохранность ОВ лучше, чем в глубоководных, за счет меньшего пребывания в столбе воды и менее интенсивного воздействия аэробного окисления. Помимо высоты столба воды важна насыщенность вод кислородом, его аэрируемость. Конечно, недостаток кислорода (застойные воды) способствует сохранности ОВ. Считается, что наиболее благоприятными являются условия сероводородного заражения водной толщи, типа современного Черного моря. В его бассейне, по мнению многих исследователей, наблюдаются максимальные (до 4%) коэффициенты фоссилизации ОВ. Подобные бассейны с

заражением практически всей водной колонны в настоящее время крайне редки.

При стратификации водной толщи сероводородное заражение возникает в водной колонне. На это расходуется очень большое количество ОВ, так что при прочих равных условиях поток ОВ на дно заметно сокращается. В современном Черном море доля H_2S , образованного в водной колонне, почти вдвое превышает объем H_2S , поступивший в воду из осадков (табл. 3.9).

Локальные кратковременные (сезонные) обстановки полной аноксии (H_2S -заражения) возникают достаточно часто. Они свойственны областям с высокой биопродуктивностью (зонам апвеллингов), участкам бассейнов с затрудненной циркуляцией вод (норвежские фиорды, впадины Балтийского моря).

Зоны аноксии возникают как у дна, так и внутри водной толщи. По концентрации кислорода в воде выделяются следующие типы режимов седиментации и обстановок (табл. 3.10).

Наиболее благоприятными областями для накопления ОВ кроме зон апвеллингов являются участки шельфа, особенно впа-

Таблица 3.9

Продукция сероводорода в Черном море (по А.Ю. Леин и др.)

Зона моря	Общая продуктивность H_2S , 10^6 т S в год	Захороняется в осадках, 10^6 т S в год	Поступает в наддонную воду из осадков, 10^6 т S в год
Водная толща мелководная (менее 200 м) глубоководная (200–2200 м)	20,20		
Осадки мелководная глубоководная	7,89 5,53	0,14 0,28	7,75 5,25
Всего в море	33,92	0,42	13,0

Таблица 3.10

**Терминология низкокислородных режимов и биофаций
(Р.В. Тайсон и Т.Х. Пирсон, 1991)**

O_2 , мл/л	Обстановка	Биофации	Режим
8,0–2,0	окислительная	аэробные	нормально-окисный
2,0–0,2	слабоокислительная (<i>dysoxic</i>)	дизаэробные	гипоксидный
0,2–0,0	субокислительная	квазианаэробные	аноксидный
0,0 (H_2S)	анокислительная	анаэробные	

дины на шельфе со спокойным гидродинамическим режимом, лагуны, эстуарии, впадины на континентальном склоне, особенно если они отделены поднятием, задерживающим континентальный снос (например, Карибское море, северный шельф Канады, северный шельф России).

Микробиальное преобразование ОВ отмерших организмов (некромы) начинается уже в эуфотическом слое. Устойчивость различных компонентов ОВ к биохимическому разложению следующая: белки → целлюлоза → лигнин → кутин → воски → смолы. Первыми разлагаются белки и углеводы с образованием аминокислот, сахаров, фенолов и их производных; в ОВ взвеси уже фиксируются гуминовые и фульвокислоты, т.е. идет процесс гумификации ОВ. Большая же часть углеводов и белков переходит в водорастворимые соединения и гидролизуются. Процесс преобразования липидной фракции ОВ идет по несколько другой схеме, поскольку липиды — наиболее устойчивая фракция ОВ по отношению к микробиальной атаке.

Абсолютное содержание всех фракций ОВ во взвеси сокращается, но там происходит относительное накопление липидной фракции. Ее содержание колеблется от 11 до 64% в исходном ОВ диатомовых, что связано с избирательным накоплением одних фракций и окислением других, причем с глубиной их содержание в ОВ растет; с глубиной растет доля простых соединений — жирных кислот, стерина, жирных спиртов, УВ. При больших глубинах бассейна седиментации, видимо, происходит частичное окисление и липидной фракции. По данным Д.Е. Гершановича, В.В. Вебера, А.И. Конюхова, с увеличением глубины бассейна битумоиды приобретают менее восстановленный характер; в составе бензольной части битумоида уменьшается содержание С и Н, масел, растет доля асфальтенов.

Биос в водной толще выполняет очень важную функцию помимо накопления ОВ, SiO_2 , CaCO_3 . Он переводит часть взвеси в субколлоидную форму. Взвесь, поставляемая водами рек, особенно обогащена металлами — Ni, Fe, Pb и др. После отмирания клетки эти элементы снова попадают в воду, постоянно гидролизуются и осаждаются.

Диагенетические преобразования ОВ

Накопление ОВ тесно связано со следующим этапом в жизни осадка и ОВ — этапом диагенеза. По Н.М. Страхову, диагенез — совокупность природных процессов преобразования рыхлых осадков в породу или процессы физико-химического уравнивания разнородных компонентов осадков в термодинамиче-

ских условиях поверхности верхней части осадочной оболочки Земли. В поверхностном слое осадка можно выделить четыре компонента — минеральную часть, косное органическое вещество (остатки отмерших животных и растений), поровые воды и живые организмы. При всем их разнообразии наиболее активной группой являются микроорганизмы, пользующиеся в большинстве случаев в осадках широким распространением.

Наличие органического вещества и деятельность микроорганизмов определяют практически все протекающие в раннем диагенезе процессы. В позднем диагенезе ОВ также испытывает преобразования под влиянием продуктов микробиальной деятельности.

Н.М. Страхов выделял несколько этапов диагенеза. Самый ранний протекает в верхнем слое осадка, находящемся в окислительной обстановке при наличии свободного кислорода. В бассейнах со свободным обменом между осадком и внешней средой толщина этого окислительного (или аэробного) слоя составляет 10–15 см, но может достигать и 0,5 м. В бассейнах с дефицитом кислорода этот слой не превышает нескольких сантиметров или вообще отсутствует. В течение этого этапа происходит растворение некоторых компонентов осадка и начинается деструкция органического вещества, чему очень способствуют бактерии-аэробы. В определенных условиях может начаться образование новых аутигенных минералов. Второй этап раннего диагенеза протекает в современных осадках до глубин 10 м и характеризуется восстановлением сульфатов в результате деятельности анаэробных, в основном сульфатредуцирующих, бактерий. На третьем этапе активность бактериальной деятельности снижается. В это время начинается формирование диагенетических конкреций, локальные процессы цементации. В результате происходит литификация, превращение рыхлого осадка в крепкую горную породу, происходит отжим поровых вод и частично упорядочение структурного расположения чешуек глинистых минералов. В жизни ОВ в диагенезе выделяются три стадии биохимического разложения и формирования керогена. Общая схема преобразования ОВ приведена на рис. 3.8. Биохимическое разложение ОВ начинается сразу после отмирания бионтов еще в эвфотическом слое воды, но наиболее интенсивно происходит в поверхностном слое осадка. Белки и углеводы подверглись расщеплению еще в водной толще. В результате в осадках присутствуют аминокислоты и сахара, содержание их редко превышает 10% и быстро сокращается с глубиной; количество жирных кислот также сокращается, но в некоторых случаях их находят и на больших

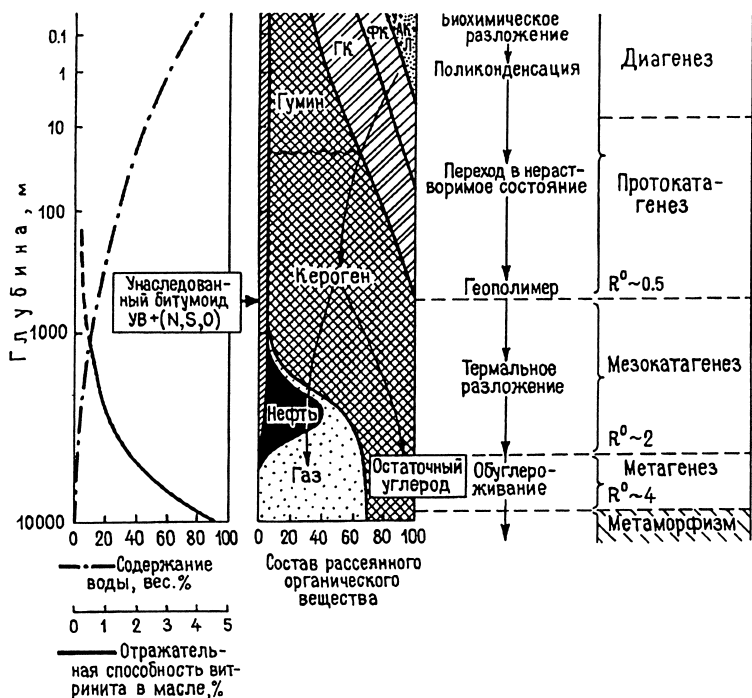


Рис. 3.8. Общая схема эволюции органического вещества с момента его отложения до метаморфизма: АК — аминокислоты, У — углеводы, ФК — фульвокислоты, ГК — гуминовые кислоты, Л — липиды, УВ — углеводороды

глубинах (рис. 3.9). В ничтожных количествах аминокислоты и сахара встречаются и в древних породах.

Характерной особенностью распределения микроорганизмов в осадках является резкое уменьшение их общего количества на глубине в несколько дециметров, особенно контрастное в современных отложениях Мирового океана. Такое резкое сокращение плотности популяций микроорганизмов в осадках обусловлено рядом факторов: истощением части ОВ, доступного для питания; накоплением вредных для жизнедеятельности бактерий веществ; физико-химическими изменениями в осадке. Для всех типов осадков морей и озер нормального режима наблюдается преобладание аэробов, их количество превышает численность анаэробов на один-два порядка в верхних горизонтах (табл. 3.11).

В.А. Успенский, выдающийся российский геохимик, много сделавший для познания процессов диагенеза, подчеркивал, что при отсутствии органического вещества и соответственно бактериальной жизни даже абсолютно изолированный от доступа

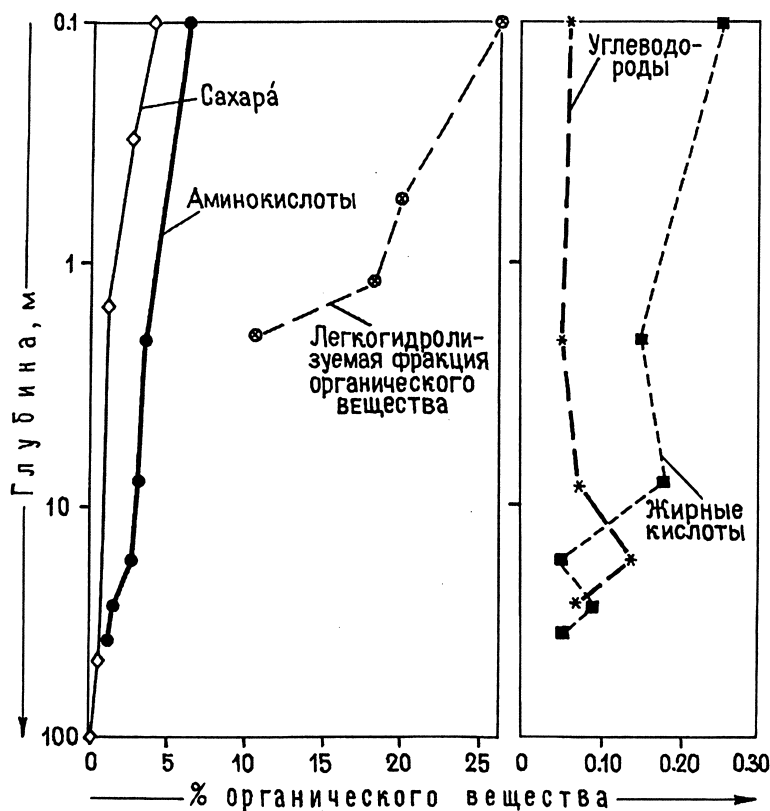


Рис. 3.9. Изменение содержаний аминокислот, сахаров и липидов в современных осадках в зависимости от глубины их погружения (вес. % всего ОВ) (по Б. Тиссо и Д. Вельте)

Таблица 3.11

**Концентрация бактерий в современных осадках
залива Сан-Диего (Калифорния)
(по Б. Тиссо, Д. Вельте, 1981)**

Глубина, см	Анаэробные бактерии, на 1 т осадка	Аэробные бактерии, на 1 т осадка	Отношение анаэробных к аэробным
0-3	1 160 000	74 000 000	1 : 64
4-6	14 000	314 000	1 : 21
14-16	8900	56 000	1 : 6
24-26	3100	10 400	1 : 3
44-46	5700	28 100	1 : 5
66-68	2300	4200	1 : 2

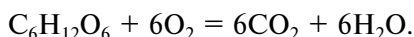
атмосферы осадок не может приобрести какие-либо признаки восстановленности даже за геологически длительный период, т.е. восстановленность осадка достигается только за счет биологического потребления кислорода, в том числе и связанного (Успенский, 1970).

Процесс разложения ОВ протекает по-разному в зависимости от окислительно-восстановительных условий в осадке, в то же время количество и качество ОВ формируют окислительно-восстановительный потенциал осадка.

Окислительно-восстановительную обстановку среды осадко-накопления определяет степень изолированности этой среды от прямого доступа свободного кислорода и деятельность микрофлоры, зависящая от количества и качества ОВ, присутствующего в осадке.

В окислительных обстановках разрушение органического вещества описывается схематическим уравнением

аэробное окисление



Бактерии используют молекулярный кислород и окисляют органическое вещество до CO_2 и воды. В условиях продолжающегося доступа кислорода ОВ может израсходоваться полностью. Так и происходило, видимо, во многих хорошо аэрируемых песчаных осадках, в которых практически отсутствует $\text{C}_{\text{орг}}$.

В случае, когда поступающий извне кислород потребляется микроорганизмами быстрее, чем он может диффундировать в осадок, или весь свободный кислород израсходован полностью, т.е. при отсутствии кислорода в осадке, устанавливается восстановительная обстановка, тем более резко выраженная, чем активнее процессы анаэробного разложения ОВ (Успенский, 1970). Такая обстановка существенно легче возникает в тонкозернистых осадках: глинах, алевролитах, тонких карбонатных илах, благодаря тому что поровое пространство вскоре становится замкнутым и поровые воды разобщаются с покрывающей морской и озерной водой и содержат больше ОВ.

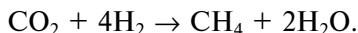
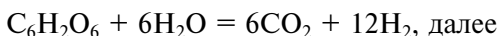
Высокая биопродуктивность ОВ способствует появлению обстановок, характеризующихся дефицитом кислорода, выразившимся в низких и отрицательных значениях окислительно-восстановительного потенциала E_h . В таких условиях скорость деструкции ОВ резко снижается, разрушение ОВ идет только за счет «аэробных гетеротрофных бактерий, в осадке создаются восстановительные и резко восстановительные условия. При низких концентрациях ОВ, обычно ниже 0,5%, значения E_h положи-

тельные (+200 мВ). Процессы разложения ОВ интенсивны в том случае, когда до полного сгорания существуют окислительные и резко окислительные условия диагенеза.

В анаэробном разрушении ОВ выделяются две стадии. На первой гетеротрофная группа анаэробных бактерий, так называемые первичные анаэробы, подвергает ферментативному гидролизу и брожению основные классы органических соединений (белки, липиды, полисахариды) с образованием низших жирных кислот, спиртов, альдегидов, кетонов, CO_2 и H_2O . Эти метаболиты на второй стадии анаэробной деструкции служат субстратами для вторичных анаэробов — сульфатредуцирующих и метанобразующих бактерий. Таким образом, в анаэробных природных экосистемах в процессе деструкции ОВ происходит постоянное потребление низкомолекулярных органических соединений. При этом первая стадия анаэробного разложения, как правило, опережает вторую, поэтому в иловых водах осадков накапливается некоторое количество простых веществ (кислот, спиртов, альдегидов, кетонов и др.).

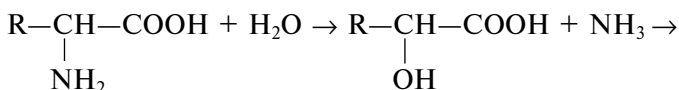
Анаэробное разрушение ОВ идет по схеме:

анаэробное окисление

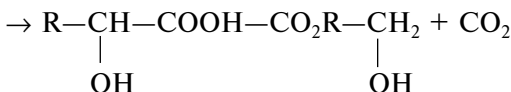


Анаэробное разрушение белков с образованием спирта идет по схеме: дезаминирование, гидролиз и декарбоксилирование:

гидролиз, дезаминирование



декарбоксилирование

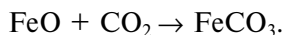
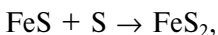
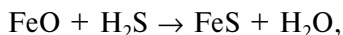
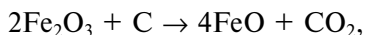
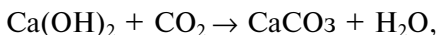
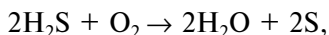
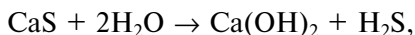
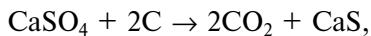


Сульфатредуцирующие бактерии — анаэробные гетеротрофы извлекают кислород из сульфатов; они всегда присутствуют в морских водах.

Сероводород, образующийся в результате бактериального восстановления сульфатов иловой воды, в основном фиксируется в виде нерастворимых (или плохо растворимых) соединений в твердой фазе осадков. В результате исследований Э.Ф. Остроумова было показано, что в твердой фазе осадков в ходе восста-

новления сульфатов и при следующем метаболизме сероводорода присутствуют следующие формы серы: сульфидная (кислоторастворимые сульфиды железа), пиритная (дисульфид железа), элементная и органическая.

Процесс идет по схеме:



При недостатке железа H_2S выходит в придонную воду. В окислительных условиях аэробы — сероокисляющие бактерии — снова переводят его в сульфат или выпадает элементная сера, которая может образовываться в осадках только в результате окисления сероводорода и сульфидов. В осадках она присутствует в большинстве случаев в рассеянном мелкодисперсном состоянии. Крайне редко можно видеть «капельки» элементной серы в телах бактерий, окисляющих сульфиды.

Органическая сера постоянно присутствует в составе органического вещества в осадках, затронутых процессом бактериальной сульфатредукции, и, судя по изотопному составу, следует отличать эту диагенетически образованную форму серы, которая является производной бактериального сероводорода, от серы, прижизненно накапливающейся в живых организмах моря.

В процессе бактериальной сульфатредукции происходит фракционирование изотопов серы: восстановленные продукты (в том числе и сера органическая) обогащаются легким изотопом, окисленные — тяжелым, т.е. в остаточном сульфате накапливается тяжелый изотоп. Об интенсивности процессов сульфатредукции можно судить по количеству образовавшегося сероводорода. На восстановление сульфатов израсходовалась какая-то часть ОВ, его потери на сульфатредукцию также прямо пропорциональны образовавшемуся количеству H_2S . Та часть ОВ, которая не была утилизирована бактериями, вскоре оказывается в составе вновь образованных полимерных структур — гуминовых веществ, объ-

единяющих гуминовые и фульвовые кислоты. В осадках эти вещества образуются при конденсации автохтонного, в основном планктонного, материала (белки, углеводы и производные липидов) и (или) аллохтонного, принесенного с суши вещества (главным образом лигнин и целлюлоза).

По строению гуминовые кислоты, образующиеся в субаквальных осадках, отличаются от почвенных гуминовых кислот. Фенольные составляющие в гуминовых кислотах морских осадков представлены менее широко. Напротив, величина отношения Н/С у них возрастает. Это следствие обогащения морских гуминовых кислот алифатическими звеньями и алициклическими соединениями.

Жирные кислоты могут входить в структуру гуминового вещества в виде алифатических эфирных группировок.

Углеводороды не вовлекаются в процесс полимеризации, так как в их структуре отсутствуют функциональные группы, необходимые для связывания с гуминовыми образованиями. Однако различные типы органических соединений, в том числе углеводороды, входят во взаимодействие с гуминовыми компонентами органического вещества посредством физической адсорбции или путем образования слабых водородных связей.

Степень обогащения современных осадков гуминовыми и фульвовыми кислотами и их природа, видимо, различны и определяются конкретными условиями. В тех районах, где происходит значительный вынос с континента и аллохтонный материал, представленный остатками высших растений, зачастую является главным источником ОВ, гуминовые и фульвовые кислоты обычно характеризуются высокими концентрациями. В их составе, видимо, находятся гуминовые кислоты почв, которые были снесены в бассейн седиментации. В составе аллохтонного материала может принять участие переотложенное органическое вещество, перемытое из древних отложений и перенесенное реками в бассейн, где происходит осадконакопление. Гуминовые кислоты образуются и в осадках, где привнос терригенного ОВ ничтожен. В целом же гуминовый материал — производный терригенного органического вещества преобладает над соответствующим материалом, возникшим за счет автохтонных морских источников. В гуминовых кислотах, видимо, концентрируются и фиксируются тяжелые металлы: U, V, Cu, Ni.

Далеко не все ОВ в осадке переходит в гуминовые кислоты. В зависимости от исходного органического вещества и условий его преобразования содержание гуминовых веществ в осадках колеблется от 10 до 80%, причем с глубиной их количество снижается.

В составе ОВ осадков возникает также особая группа высокомолекулярных соединений, прочно связанных с минеральной

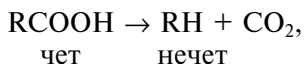
частью осадка, — так называемые остаточные нерастворимые соединения (НОВ).

Липоидные (липидные) вещества менее подвержены изменению в седиментогенезе, что определяется биохимической стойкостью биомолекул, устойчивостью к микробальному (ферментативному) разрушению в осадке и химической стойкостью биомолекул. Из биомолекул образуются более стойкие соединения, которые можно отнести к двум группам новообразований: 1) геолитоидины, способные растворяться в органических растворителях (с аналитической точки зрения это битумоиды); 2) геополимерлипоидины — высокомолекулярные, потерявшие способность растворяться в органических растворителях — нерастворимые компоненты керогена. Специфической чертой геолитоидинов и геополимерлипоидинов является унаследованность основных элементов молекулярной структуры исходных биолитоидинов, т.е. цепей, состоящих из CH_2 -групп, изопреноидных цепей циклических систем типа моноциклических терпенов (Гусева и др., 1976).

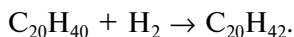
Хотя липиды — наиболее стойкая группа в отношении бактериальной атаки, она в диагенезе также претерпевает преобразования. В осадке протекают биохимические реакции: гидролиз, гидратация, декарбоксилирование, эфирирование, дегидратация, в результате которых происходит распад до более стойких соединений, в основном кислот, а также образуется незначительное количество УВ.

1. Биохимическое декарбоксилирование жирных кислот.

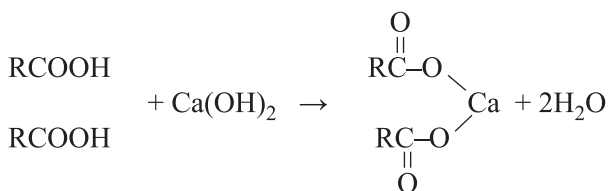
В живой природе преобладают четные жирные кислоты, в результате декарбоксилирования образуются нечетные УВ:



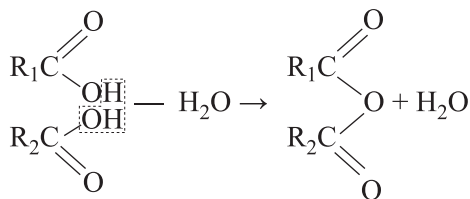
2. Гидрирование (за счет бактериального водорода):



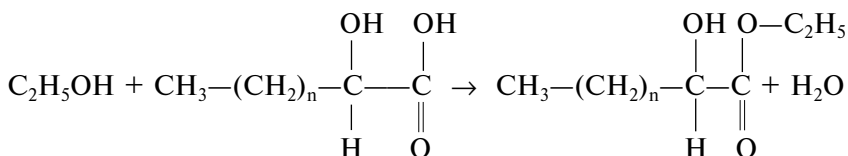
3. Солеобразование:



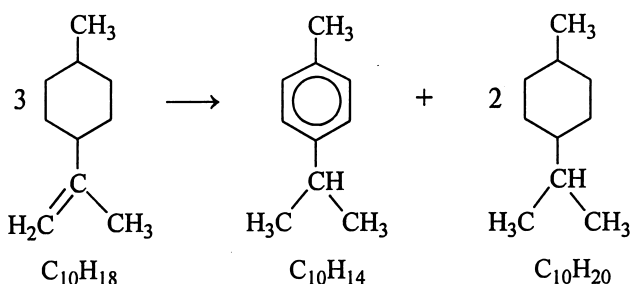
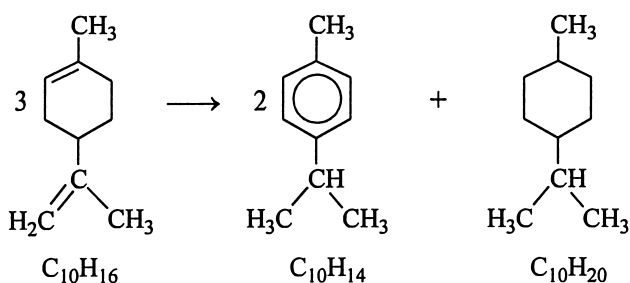
4. Ангидридизация кислоты (отнятие воды у кислот) — дегидратация:



5. Образование сложных эфиров (эстеров) с оксикислотами:



6. Диспропорционирование (перераспределение) водорода:



В результате в ОВ накапливаются длинноцепочечные спирты и кетоны, воски, растительные смолы, при этом сохраняются унаследованные от биопродуктов длинные цепи n-алканов, изопреноидные структуры, стераны и гопаны.

Главным направлением превращения липидного материала в диагенезе является образование нерастворимых компонен-

тов керогена, причем ход этих превращений контролируется окислительно-восстановительными условиями формирования осадка. Более окислительные условия способствуют формированию больших количеств нерастворимой части керогена, восстановительные — сохранению липидных веществ в виде битуминозных компонентов.

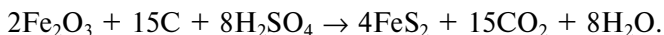
Окислительно-восстановительные условия в осадке определяются содержанием органического вещества. Возникновению восстановительных обстановок способствуют высокая биопродуктивность, повышенная скорость осадконакопления, в результате которой ОВ быстрее выводится из зоны аэрации. Показателем окислительно-восстановительной обстановки, господствующей в осадке, является характерный комплекс сингенетических минеральных образований серы, железа, марганца, в основном соединения серы и железа (аутигенно-минералогических форм железа). По их соотношению выделяют *геохимические фации*. Это понятие было введено Л.В. Пустоваловым, затем расширено и дополнено Н.М. Страховым, Л.В. Гуляевой, Г.И. Теодоровичем и др. Геохимические фации выделяются как для современных, так и для ископаемых остатков. Большинство исследователей под термином «геохимическая фация» понимается комплекс отложений, характеризующийся одинаковыми изначальными геохимическими показателями или сходными условиями образования ОВ. Выделенные фации именуются по преобладанию минералогической формы железа, поэтому они отвечают минералогическим фациям. Разные авторы используют разные названия геохимических фаций. Так, Н.М. Страхов использовал преобладающий состав минералов железа — гидроокисная, сидеритовая, пиритовая. Каждая характеризуется определенным содержанием ОВ и окислительно-восстановительным потенциалом.

В.А. Успенский подчеркивал, что «высокая восстановительность» осадка, по существу, относится только к минеральной его части, органическое вещество в целом претерпевает окисление и в окислительных, и в восстановительных фациях осадка.

Л.А. Гуляева предложила выделять окислительно-восстановительные обстановки по количеству серы сульфидной ($S_{ид}$): I — окислительная — восстановление сульфатов не происходит ($S_{ид}$ отсутствует); II — субокислительная — восстановление сульфатов происходит на глубине; III — восстановительная ($S_{ид} \sim 0,5\%$ — слабовосстановительная, $1 - 0,5\%$ — восстановительная, $S_{ид} > 1\%$ — резко восстановительная); IV — сероводородная, процесс восстановления сульфатов захватывает весь осадок, выделяющийся сероводород связывает все железо, а избыток его выходит в придонную воду. На примере современных осадков Калифорний-

ского залива показано, что при незначительных содержаниях ОВ в осадке (менее 0,5%) процессы сульфатредукции не проявляются.

Методика количественной оценки потерь ОВ, или «диагенетических потерь», на редукцию минералов железа в диагенезе ($C_{\text{ред}}$) была разработана Н.М. Страховым и Э.С. Залманзон и уточнена В.А. Успенским. Процесс идет согласно уравнениям



По этим формулам легко рассчитать потери углерода: на образование 1 г железа лептохлоритового или сидеритового расходуется 0,054 г углерода, а на образование железа пиритного — 0,805 г углерода (Успенский, 1979).

Эта методика широко использовалась геологами-нефтяниками и геохимиками. Необходимо отметить, что к подсчету диагенетических потерь ОВ в породах надо подходить с большой осторожностью, так как отделить аутогенные комплексы от гипергенетических и катагенетических, как правило, трудно. Кроме того, не надо забывать, что подсчитанные таким образом диагенетические потери составляют только часть редукционных потерь ОВ, так как эта методика учитывает только твердую фазу образовавшихся продуктов и не предусматривает учета расхода ОВ на летучие, и прежде всего H_2S , который ушел в осадок. Общие же потери ОВ на сульфатредукцию составляют часть потерь анаэробогенеза, поскольку какая-то часть ОВ была потреблена метангенерирующими бактериями. Подавляющая же часть ОВ, достигшего поверхности осадка, израсходована в верхнем слое на аэробное окисление.

Для характеристики степени окисления органического вещества С.Г. Неручевым был предложен коэффициент q — относительный расход ОВ в диагенезе:

$$q = \frac{C_{\text{ред}} \cdot 100\%}{C_{\text{исх}}} = \frac{C_{\text{ред}} \cdot 100\%}{C_{\text{орг}} + C_{\text{ред}} + C_{\text{мет}}}.$$

Величина q связана с содержанием ОВ обратной зависимостью. А.Э. Конторович называет эту величину показателем диагенетической превращенности и обозначает $a_{\text{дп}}$.

Для учета возможности образования свободных сернистых продуктов, в частности сероводорода, не израсходованных на восстановление окислов железа, С.Г. Неручев и Г.А. Парпарова использовали коэффициент $C_{\text{орг.исх}} / \text{Fe}_{\text{общ}}$ — коэффициент диа-сульфогенеза, для вычисления которого диагенетический расход ОВ подсчитывался с учетом всех форм серы (Генерация, 1976).

Все перечисленные методы занижают расход $C_{\text{орг}}$ на сульфат-редукцию. Более точен метод, основанный на расчете скорости сульфатредукции по радиоактивному изотопу ^{35}S . Но этот метод еще не внедрен в России в практику не только нефтепоисковых работ, но и исследовательских работ по геохимии органического вещества.

Указанные выше коэффициенты q , a_n также находят применение, при их использовании установлен ряд эмпирических закономерностей, касающихся связи состава РОВ и диагенетических условий накопления НМ толщ.

Так, на представительном однородном геохимическом материале (планктоногенное ОВ морских толщ, лишенное примеси наземной растительности) была показана зависимость состава ОВ от величины q : по мере возрастания степени диагенетического окисления от нескольких до 60–80% в нерастворимой части ОВ снижается доля водорода до 3–5%, выхода летучих и углерода при почти постоянном азоте, т.е. окисляется липидная часть.

Пропорционально увеличению интенсивности окисления в планктоногенном РОВ значительно уменьшается количество разрушающихся липидных компонентов и относительно возрастает концентрация наиболее стойких веществ кислого состава. Осернение РОВ (до 10–15%) может происходить как в слабовосстановительных, так и в восстановительных геохимических фациях, причем интенсивность его зависит от величины коэффициента диасульфогенеза. При переходе от восстановительных условий к окислительным в составе РОВ значительно возрастает количество гуминовых кислот, а доля водорода в НОВ уменьшается с 6,7 до 4,5%. Так, при $a_{\text{дп}}$ ОВ < 10–15% в осадках фиксируются все структурные элементы живого вещества, при $a_{\text{дп}}$ = 30–50% деструкции подвергаются углеводные и белковые компоненты РОВ, происходит относительное увеличение в РОВ битумоидной фракции, а в ее составе — углеводородных компонентов. При общей алифатизации углеводородной фракции нафтеново-ароматическая их часть обогащается би- и трициклическими УВ. При $a_{\text{дп}}$ > 60% анаэробное разрушение затрагивает и липидную фракцию, концентрация УВ падает, состав их более алифатизируется, в нафтеново-ароматической фракции роль конденсированных ароматических УВ снижается (Конторович, 1976).

Если окислительно-восстановительный потенциал осадков является достаточно хорошо изученным фактором преобразования исходного ОВ, то роль рН среды в этом процессе еще недостаточно ясна. В современной литературе есть предположения, показывающие, что рН среды не только влияет на направленность аутигенного минералообразования, но и способствует интенсивному

преобразованию исходного органического вещества. М.Ф. Двали, ссылаясь на результаты исследований С.М. Григорьева, отметил, что при термической обработке в водной и особенно в щелочной среде вещество торфа дает продукт сапропелеподобного типа с повышенным содержанием водорода. Н.Б. Вассоевич подчеркивал зависимость между типами пород и концентрацией в них битумоидов, констатируя, что на количестве битумоидов отражается карбонатность, вернее, содержание веществ, растворимых в HCl, и что концентрация битумоидов в породах растет в сторону более карбонатных разностей.

Таким образом, в целом щелочной характер среды благоприятствует преобразованию исходного органического вещества. Высокая карбонатность пород стимулирует интенсификацию процессов битумообразования.

Биохимическая трансформация ОВ сопровождается интенсивным газообразованием. По расчетам В.А. Успенского, 26,5% ОВ осадков теряется в виде газа (Успенский, 1970). Биохимически в приповерхностных осадках образуются CO_2 , H_2 , H_2S , CH_4 , NH_3 и N_2 . Главный компонент свободных газов осадков — метан. Он генерируется анаэробными бактериями главным образом трех родов (*Methanobacterium*, *Methanococcus* и *Methanosarcina*) из CO_2 , H_2 , ацетата, жирных спиртов, образовавшихся в результате сбраживания целлюлозы.

Согласно данным Д. Ханта, отмечается, что при наличии сульфатов в морских осадках метан не образуется, однако если метанообразование уже началось, то этот процесс не прекращается при дальнейшем поступлении сульфатных вод (Хант, 1982). При отсутствии сульфатов метангенерирующие бактерии восстанавливают CO_2 до метана.

Масштабы микробияльного метанообразования огромны. Ежегодная его биогенерация, по данным Г.А. Заварзина, составляет $2,7 \cdot 10^{14}$ т, причем пресноводные озера, болота, рисовые поля характеризуются большей на порядок интенсивностью генерации метана. Это связано, видимо, с тем, что в пресной воде озер и болот практически отсутствуют сульфаты, процессы сульфатредукции там крайне подавлены, и весь водород, образовавшийся при разложении ОВ, расходуется на метанообразование. Процессы микробияльной генерации метана с глубиной быстро затухают и на нескольких метрах прекращаются. Согласно данным Л.М. Зорькина, Е.В. Стадника, В.С. Лебедева и Г.А. Могилевского, биохимическое метанообразование может происходить и на глубинах 1–2 км. По мнению этих исследователей, биохимический метан может образовывать залежи «сухого газа». Скопления

биохимического метана разрабатываются в Японии, газ присутствует в водорастворимом виде. Значительная часть биохимического газа осадков, очевидно, переходит в гидратное состояние.

Во многих осадках помимо метана обнаружены в незначительных количествах тяжелые гомологи (C_2-C_5) и олефины, видимо, также биохимического генезиса (В.В. Вебер, И.С. Могилевский, И.С. Старобинец и др.). Водород в свободном состоянии в осадках встречается редко, хотя образуется при биохимических процессах весьма интенсивно. Практически отсутствие H_2 в современных осадках связано с активным потреблением его бактериями и расходом на восстановление сульфатов, нитратов и CO_2 .

В процессе преобразования ОВ в диагенезе происходит генерация некоторого количества жидких УВ — микронефти. На новообразование жидких УВ в осадке в небольших количествах указывали О.К. Бордовский, К.Ф. Родионова, Е.П. Шишенина, Д.М. Хант и др., причем в диагенезе образуется не только УВ парафинового ряда. При обработке материалов глубоководного бурения процессы новообразования УВ нефтяного ряда, как тяжелых, так и легких, фиксировались в осадках различного состава в разных районах Мирового океана. Доля диагенетических УВ в общем количестве УВ компонентов, образованных за всю литогенетическую историю ОВ, в целом невелика, но идентификация диагенетических битуминозных компонентов и УВ очень важна прежде всего при геохимических битуминологических поисковых исследованиях в акваториях, при установлении антропогенных загрязнений аквальной среды.

Таким образом, диагенетический этап преобразования ОВ, за который расходуется 95–99% ОВ, достигшего дна бассейна, определяется микробиологическими процессами. Диагенетический этап является важным моментом геохимической истории органического вещества, существенно определяющей его состав, ход дальнейших катагенетических преобразований ОВ и в конечном итоге его нефтематеринский потенциал. Для ОВ все геохимические фации являются окислительными. Увеличение интенсивности биогеохимического окисления ОВ приводит к сокращению концентраций $C_{орг}$ в осадке, уменьшению количества липоидных компонентов в керогене и, несмотря на относительное накопление УВ, к снижению общего количества битумоида и УВ, т.е. к ухудшению начального нефтематеринского потенциала ОВ — $P_{нм}$. К началу катагенеза в ОВ в малых количествах присутствуют УВ двух генераций: 1) унаследованные от живого вещества, 2) новообразованные в диагенезе. В диагенезе формируется нерастворимая часть ОВ — кероген, основной поставщик УВ в катагенезе.

3.3. ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В КАТАГЕНЕЗЕ

Катагенез является ведущим процессом в преобразовании РОВ, генерации нефти и газа и в изменении свойств самих нефтегазоносных отложений, что в совокупности во многом определяет закономерности распределения нефти и газа в земной коре.

Факторы катагенеза

Катагенез — направленный по действию комплекс постдиагенетических процессов, протекающих в осадочных породах вплоть до их превращения в метаморфические. Катагенетические изменения пород и соответственно заключенного в них ОВ обусловлены действием ряда взаимосвязанных факторов, главными из которых являются температура и давление. В то же время катагенетические изменения пород зависят от длительности воздействия этих факторов, конкретные же значения температуры и давления, их изменения во многом определяются особенностями геологического развития региона.

Главный источник тепла в недрах — эндогенное тепло Земли, проявление которого в целом отражается в геотемпературных полях и геотермических градиентах. Характер распределения температур в недрах — геотемпературные поля — зависит как от величины теплового потока, так и от теплофизических свойств различных типов пород, тектонического развития, подвижности и мощности земной коры, динамики подземных вод, геохимической обстановки, магматической активности, наличия вечной мерзлоты и др.

Значения тепловых потоков, как и геотермических градиентов, не постоянны, а меняются во времени и пространстве. Современные представления о распределении температуры в осадочной толще основаны на признании ведущей роли глубинного теплового потока, усиления его за счет радиоактивных процессов, некоторых экзотермических реакций, сопровождающих преобразование ОВ и минеральной части пород осадочной оболочки, и перераспределения в ней тепла.

Давление обычно действует в непрерывной связи с температурным фактором. Большинство исследователей считают, что давление в пределах температур, обычных для осадочного чехла, не оказывает существенного влияния на процессы преобразования ОВ, а значительно больше влияет на минеральную часть пород, и прежде всего на физические свойства пород (плотность, пористость и др.).

Известно, что увеличение давления за счет замедленного оттока образовавшихся газообразных продуктов способно затормозить процессы преобразования ОВ. Многочисленные эксперименты по преобразованию ОВ при разных давлениях подтвердили этот факт. Так, при низкотемпературном термоллизе жирных кислот при значительном увеличении давления и той же температуре из них образовывались жидкие и газообразные углеводороды. Суммируя экспериментальные исследования по влиянию давления на ход преобразований, можно заключить, что давление без изменения объема затрудняет катагенез, а одностороннее давление способствует преобразованию ОВ.

До сих пор дискуссионным остается вопрос о роли времени при катагенезе ОВ. Одни исследователи считают, что катагенетическое воздействие — процесс относительно кратковременный и геологическое время в преобразовании ОВ роли не играет, что даже 20–40-кратная разница в длительности процесса не создаст ощутимых различий в итоге метаморфизма (Генерация, 1972). Согласно другой точке зрения, геологическое время играет вполне определенную роль в ходе катагенетических процессов: оно в той или иной степени компенсирует температуру, необходимую для превращения ОВ.

Вопрос о роли геологического времени в катагенетических процессах был детально разработан Н.В. Лопатиным. Для определения всего количества тепла, воздействующего на ОВ в течение всей геологической истории, им были введены понятия «элементарный импульс тепла» (τ) и «суммарный импульс тепла» (СИТ). Для определения τ он использовал допущение, вытекающее из правила Вант-Гоффа, что повышение температуры на 10 °С увеличивает скорость химической реакции в два раза, таким образом, τ представляет собой произведение коэффициента скорости реакции на промежуток времени, в течение которого ОВ находилось в данных геотермических условиях. СИТ представляет собой сумму элементарных импульсов ($\Sigma\tau$), величина безразмерная, изменяющаяся в зоне мезокатагенеза более чем в 10 раз. Впоследствии метод усовершенствовался, в расчет СИТ были внесены поправки, после чего он получил широкое распространение у нас и за рубежом. В то же время ряд исследователей (В.Н. и Ю.Г. Нагорные, У. Karweil и др.) показали, что метод далеко не универсален.

Исследования двух последних десятилетий катагенетической зональности осадочных бассейнов разных типов, в том числе докембрийских отложений Русской плиты, где степень катагенеза ОВ сравнительно невысокая, показали, что связь степени катагенеза и времени воздействия температур если и существует, то не

прямая. Во-первых, вопрос о длительности воздействия температур на ОВ нельзя рассматривать в отрыве от величин самих температур, причем это касается в основном высоких температур. Во-вторых, влияние фактора времени проявляется в разрезах с невысокими скоростями накопления осадков. В пределах осадочного разреза действие этого фактора незначительно — уровень преобразованности ОВ не превышает половины градации при различии длительности воздействия температуры в несколько сотен миллионов лет. В-третьих, аномально низкая степень катагенеза ОВ в условиях воздействия повышенных температур и глубин, наблюдаемая в разрезах молодых (кайнозойских) прогибов и впадин, обусловлена, видимо, не столько недостаточным временем воздействия повышенных температур, сколько избыточным давлением, возникающим в результате повышенных скоростей осадконакопления, и отсутствием в связи с этим условий отжима флюидов, что, естественно, тормозит ход катагенетических превращений ОВ.

Влияние литологического состава пород на ход катагенетического преобразования содержащегося в них ОВ неоднократно обсуждалось в литературе. Обычно отмечалось уменьшение катагенетической превращенности в ряду уголь—аргиллит—песчаник. Казалось бы, именно такой характер связи уровня катагенеза с литологией и должен быть, поскольку геотермический градиент обратно пропорционален теплопроводности пород. Наибольшей теплопроводностью обладает соль, затем песчаники, наименьшей — угли. Однако в природе, как правило, очень редки мощные разрезы, сложенные одним типом пород, поэтому четкого влияния литологического состава на зональность катагенеза ОВ не наблюдается. Исключением являются галогенные толщи, особенно в районах интенсивного развития соляной тектоники.

Методы определения степени катагенетической преобразованности органического вещества

Первые критерии интенсивности катагенеза (метаморфизма) были разработаны для углей, так как он оказывает значительное влияние на свойства углей, определяющие их промышленные сорта (марки). Еще в конце XIX в. были разработаны шкалы углефикации (карбонизации), основанные на последовательных рядах этих марок. Позднее для определения степени «метаморфизма» углистых включений стали использовать оптические свойства мацералов, прежде всего отражательную способность (ОС) витринита в воздухе (R^a) и/или в масле (R^o).

В нефтяной геологии с 20-х годов XX в. стали использоваться шкалы углефикации Д. Уайта, установившего зависимость распределения нефти и углеводородных газов от величины «углеродного коэффициента». Начиная с 60-х годов в практику нефтегеологических исследований прочно вошли показатели углефикации углей и РОВ — R^o и R^a .

Соответствие этапов углефикации и образования углей разных марок определенным температурам было установлено на основании экспериментов, при этом минимальные температуры образования углей в лабораторных условиях условно принимаются в качестве верхних пределов температур для природных процессов (°C): Б—Д — 150–200, Д—Г — 250, Ж—К — 290, К—ПС — 340, ПС—Т — 380. Разработанная для всех возрастов шкала приближенных соотношений палеотемператур приведена в табл. 3.12.

Таблица 3.12

Соотношение палеотемператур и ОС витринита (по И.И. Амосову)

Марка угля	ОС витринита, $10R^a$	Палеотемпература, °C
Б	71	95
Д	72–77	100–130
Г	78–84	135–165
Ж	85–95	170–205
К—ОС	96–110	210–230
Т	до 115	230–250
ПА—А	более 115	более 250

Многочисленными исследованиями на примере разных регионов (Н.Б. Вассоевич, Ю.И. Корчагина, О.А. Радченко, К.Ф. Родионова, С.Г. Неручев, Б. Тиссо, Д. Вельте и др.) было установлено, что характер преобразования РОВ в принципе такой же, как и концентрированного ОВ: обуглероживание основной массы с выходом жидких и газообразных новообразований — УВ, CO_2 , H_2O и др., сопровождающееся коренной перестройкой керогена, четко фиксированной по изменению физико-химических и оптических свойств его нерастворимой части.

Для обозначения уровня преобразования РОВ использование «углемарочной» шкалы некорректно. Н.Б. Вассоевичем была составлена, а затем опубликована (Вассоевич, Конюхов, Лопатин, 1976) шкала катагенеза, в которой она сопоставляется с углемарочными и шкалами других стран (рис. 3.10). Для наименования ранней, средней и поздней подстадий катагенеза рекомендуется использовать древнегреческие префиксы «прото», «мезо» и «апо». При подразделении прото-, мезо- и апокатагенеза на градации

Ориентировочные глубины, км	min	max	Алюкаты (АК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюкаты (МК)	Алюк
-----------------------------	-----	-----	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	------

Рис. 3.10. Сопоставление различных схем катагенеза (по Н.Б. Вассоевичу)

достаточно ограничиться аббревиатурами с соответствующими индексами: для протокатагенеза — ПК₁, ПК₂, ПК₃; для мезокатагенеза — МК₁, МК₂, МК₃, МК₄, МК₅; для апокатагенеза — АК₁, АК₂, АК₃, АК₄. Число градаций в каждой подстадии определялось средним числом классов гумусовых углей, выделяемых по степени их «метаморфизма», а также по выявленным изменениям свойств — естественным переломам (скачкам углефикации).

Под воздействием температуры, давления и других факторов изменяется не только ОВ, но и содержащая его порода, меняются физические свойства (плотность, пористость, теплопроводность и др.), а также минеральный состав. Изменения минерального состава и физических свойств пород также являются основой для построения шкал катагенеза (Н.В. Логвиненко, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов, Г.И. Теодорович, И. Эру, Р. Бертран и др.).

Для установления степени преобразованности РОВ главным образом используются две группы методов: оптические и геохимические. Наиболее точным и надежным методом является определение ОС витринита углистого детрита. В лишенных витринита толщах, и прежде всего в докембрийских и нижнепалеозойских отложениях, используется показатель преломления микрокомпонентов РОВ — коллохитинита, коллоальгинита, псевдовитринита.

С изменением преобразованности РОВ изменяется окраска керогена (НОВ) в проходящем свете.

Ф.Л. Стаплиным была предложена шкала катагенеза, основанная на окраске нерастворимой части ОВ, названная индексом термического превращения (Thermal Alteration Index — TAI). Эта шкала получила наиболее широкое распространение в качестве основной шкалы для измерения степени термического превращения НОВ, устанавливаемой с помощью микроскопа (табл. 3.13 и рис. 3.11).

По цвету спор в проходящем свете была разработана 10-балльная цветовая шкала, названная «Показатель цвета спор» — SCI. Эта шкала считается наиболее точной.

Таблица 3.13

Термическое превращение НОВ (TAI) (по Стаплину, 1969)

Стадии TAI	Изменение	Цвет просвечивающего материала
1	нет	светло-желтый
2	незначительное	коричневато-оранжево-желтый
3	умеренное	коричневый
4	сильное	черный
5	чрезвычайно сильное	черный (плюс метаморфизм)

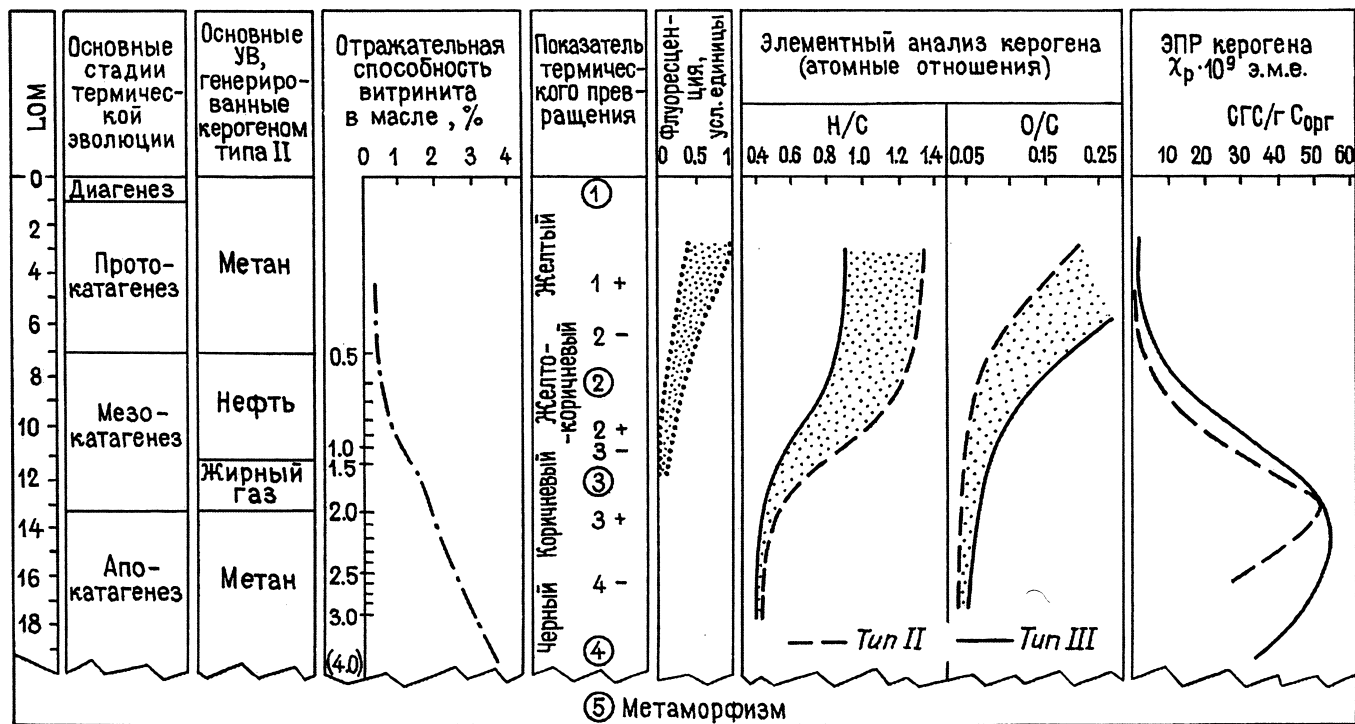


Рис. 3.11. Сравнение различных показателей степени зрелости, основанное на анализе керогена (по Б. Тиссо и Д. Вельте)

Для определения катагенетической превращенности РОВ успешно используются люминесцирующие (флуоресцирующие) свойства споринита. Интенсивность флуоресценции является одним из лучших показателей зрелости при низких значениях ОС витринита (менее 0,3%), однако этот метод не может быть использован для высокой степени преобразованности, так как споринит утрачивает способность флуоресцировать (см. рис. 3.11).

Для определения уровня катагенеза также используется свойство конодонтов изменять окраску в зависимости от степени превращенности вмещающих их пород. Выделяются девять градаций окраски конодонтов (ОК) (или индексов окраски конодонтов — ИОК); конодонты с ростом катагенеза меняют окраску от бледно-желтой через черную до молочно-белой, ИОК хорошо коррелируется с ОС витринита. Этот метод успешно используется прежде всего при изучении нижнепалеозойских образований, лишенных витринита.

Американскими исследователями А. Худом и С. Гутьярм была предложена непрерывная шкала катагенеза углей LOM (Level organic metamorphism — уровень органического метаморфизма). В качестве эталона ими был взят новозеландский разрез третично-мелового возраста, содержащий угли от торфа до мета-антрацита, постепенно сменяющие друг друга при постоянном геотермическом градиенте. Шкала имеет постоянный масштаб от 0 до 20. Авторы предложили под LOM понимать определенный этап катагенеза и показали его соотношение с физическими и химическими параметрами углефикации.

К геохимическим и физико-химическим методам определения уровня катагенетической преобразованности РОВ относится элементный состав керогена, выход битумоидных компонентов, их состав, состав УВ-фракций, соотношение разных групп УВ, зрелость, определенная по хемофоссилиям. В целом геохимические методы не дают точных подразделений градаций катагенеза, но позволяют определить преобразованность РОВ на уровне: незрелое, малозрелое, зрелое, высокозрелое (перезрелое).

Изменение элементного состава керогена в катагенезе четко видно на диаграмме Ван-Кревелена (см. рис. 2.5), причем уменьшение атомных отношений Н/С и О/С с ростом катагенеза свойственно всем типам керогенов.

Для определения уровня преобразованности керогена используется электронный парамагнитный резонанс (ЭПР). Наблюдение сигнала ЭПР в керогене основано на существовании в нем неспаренных электронов, т.е. свободных радикалов. Установлено, что магнитная восприимчивость χ_p пропорциональна числу свободных радикалов и увеличивается в мезокатагенезе (см. рис. 3.11).

Степень катагенеза керогена определяется методом пиролиза Rock-Eval по максимальной температуре (T_{\max}) выхода жидких УВ, которая коррелируется с определениями ОС витринита (R^0): $T_{\max} < 435^\circ\text{C}$ соответствует значениям $R^0 < 0,5$; $T_{\max} = 435-460^\circ\text{C}$ — $R^0 = 0,5-1,15$; $T_{\max} > 460^\circ\text{C}$ — $R^0 > 1,15$; ГЗН или нефтяное окно определяется следующими значениями индекса продуктивности: $\text{OPI} = 0,1-0,4$ [$\text{OPI} = S_1/(S_1 + S_2)$].

Помимо уменьшения значений Н/С и О/С с ростом катагенеза изменяется выход битумоидов: битумоидный коэффициент, соотношение групп УВ (отношение ароматических УВ к сумме метановых и нафтеновых), уменьшается значение $\text{Ar}/(\text{Me}+\text{Na})$, CPI (нч/ч), меняется характер распределения н-алканов. Для незрелого ОВ характерно присутствие четырех- и пятициклических нафтенов, для ОВ зоны мезокатагенеза — би- и моноциклических (рис. 3.12).

В настоящее время в практике нефтепоисковых исследований для определения степени зрелости нефти и прочих УВ-соединений нефти используют коэффициенты, основанные на молекулярных соотношениях биомаркеров — стерановых и гопановых УВ. Эти полициклические УВ в процессе катагенеза претерпевают изменения конфигурации хиральных центров. Эта эпимеризация и является той мерой, которая способна оценить степень созревания биоорганических молекул, т.е. переход биоизомеров в геоизомеры. Разными авторами предложены различные коэффициенты. Суть их сводится к тому, что берется отношение изомеров, имеющих стереохимию биологических соединений, к новообразованным изомерам, т.е. биостеранов $\alpha\alpha\alpha R$ к геостеранам $\alpha\alpha\alpha S$ и $\alpha\beta\beta(S + R)$. При этом используются коэффициенты:

$$K_{3p}^1 = \alpha S / (\alpha S + \alpha R) \quad (\text{lim } 0,55),$$

$$K_{3p}^2 = \beta\beta / (\beta\beta + \alpha R) \quad (\text{lim } 0,86),$$

$$K_{3p}^3 = \beta\beta / [\beta\beta + \alpha(R + S)] \quad (\text{lim } 0,71).$$

Для гопанов рассматриваются соотношения биологических структур, имеющих конфигурацию $17\beta 21\beta$, а также моретанов с конфигурацией $17\beta 21\alpha$, к преобразованным гопанам $17\alpha 21\beta$ (нефтяные гопаны, имеющие наиболее устойчивую стереохимию).

Образование УВ-флюидов в зоне катагенеза

Процесс преобразования ОВ в катагенезе длительный и стадийный, с подстадией мезокатагенеза связано образование жидких и газообразных УВ.

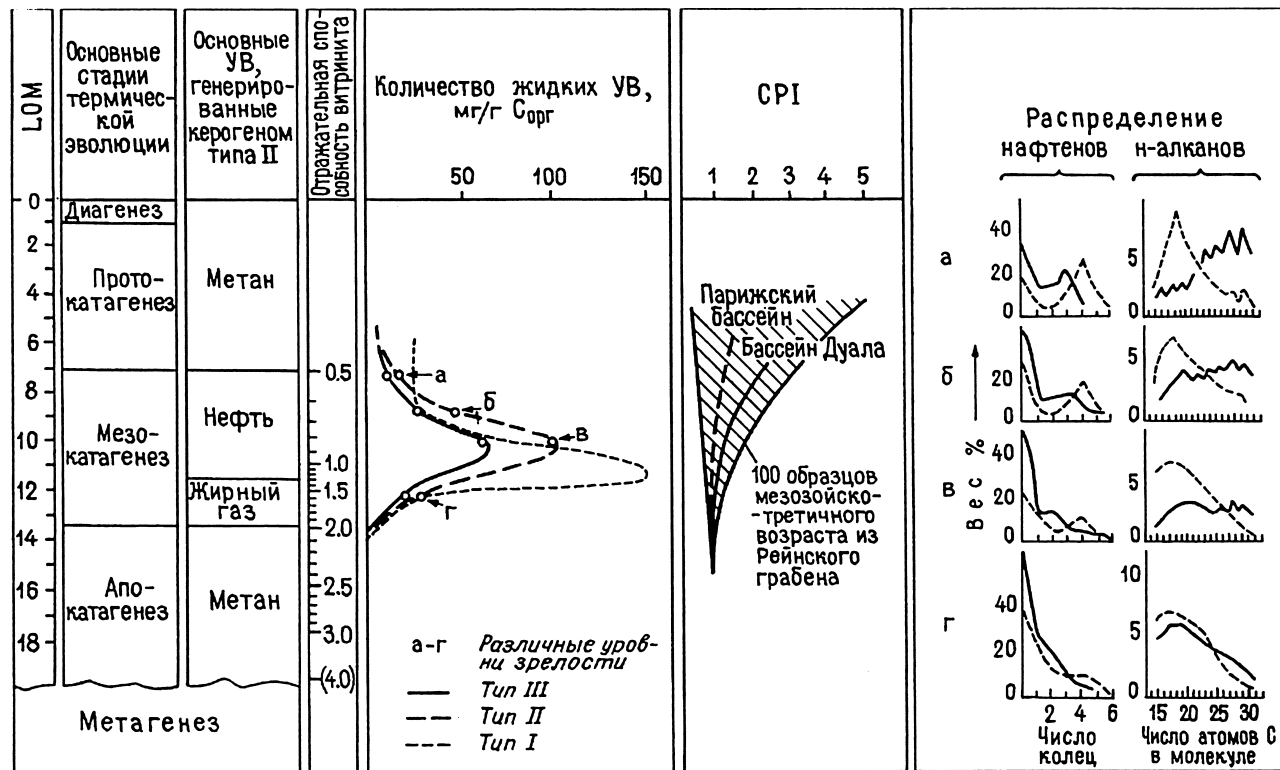


Рис. 3.12. Сравнение различных показателей степени зрелости, основанное на данных о количестве и составе извлекаемого битумоида (по Б. Тиссо и Д. Вельте с изменениями)

В начале и особенно в середине 60-х годов XX в. появились статьи, касающиеся новообразования УВ и битумоидов в зоне катагенеза (М. Hunt, 1962; Е.С. Ларская, Д.В. Жабров, 1964; Y. Philippi, 1965; Н.Б. Вассоевич, И.В. Высоцкий и др., 1967; В.А. Соколов, 1967; М. Louis, В. Tissot, 1967; А.Э. Конторович, 1967, и др.), которые позволили Н.Б. Вассоевичу сформулировать понятие о главной фазе нефтеобразования, суть которого сводится к следующему. Новообразование и преобразование углеводородов (УВ) и пред-УВ на этапах раннего катагенеза путем слабого термолиза и (или) термokatализа не вызывает сомнений. Этот процесс развивается сначала медленно, но в начале стадии среднего катагенеза быстро усиливается. В результате термолиза и мягкого термokatализа образуется много УВ, главным образом тех, которые входят в состав керосина и бензина. С этапами катагенеза, которые протекают при мощности покрывающих отложений в 2–4 км и $t = 80\text{--}150\text{ }^{\circ}\text{C}$, связана главная фаза нефтеобразования (ГФН). Она знаменуется тем, что одновременно с новообразованием УВ, значительным увеличением содержания в породах микронепти и ее созревaniem также широко развиваются процессы десорбции микронепти, ее отрыва от материнской органики и от минеральных компонентов породы и интенсивной миграции путем усиленного растворения в воде и (или) в сжатых газах (Вассоевич, 1967).

В зарубежной литературе часто используется термин «нефтяное окно», отвечающий этапу рождения и существования нефти. Катагенетические границы «нефтяного окна» зависят от типа керогена. Для керогена II типа границам его отвечают значения ОС витринита R^0 , по разным авторам, 0,5–1, 0,5–1,15, 0,5–1,2%, т.е. нижняя граница варьирует; значения LOM и TAI находятся соответственно в пределах 7–11 и 2,5–3,5.

Еще в 50-х годах XX в. было отмечено совпадение основного периода нефтеобразования со скачком углефикации, в течение которого угли приобретают свойства спекаемости, в витрините увеличивается содержание водорода, исчезают гуминовые кислоты, выделяются подвижные флюиды.

Главная фаза нефтеобразования (ГФН) развивается в течение длительного отрезка времени, значительно варьирующего в разных районах в зависимости от типов ОВ и вмещающих пород, темпов опускания, перерывов в отложениях (из-за перемены знака движения), от геотермического градиента (точнее, от геотермической истории бассейна). Отвечающая ГФН в недрах — Главная зона нефтеобразования (ГЗН) — располагается в подзоне мезокатагенеза, в интервале трех градаций: $МК_1$ $МК_2$, $МК_3$. В ГЗН во время развития ГФН и происходит рождение собственно нефти.

Впервые в большом количестве генерируются гомологи метана C_2-C_3 и жидкие легкие УВ, составляющие бензиновую и керосиновую фракции нефти. Микронефть по составу становится все более сходной с нефтью (макронефтью), происходит созревание микронефти. Интенсивность генерации жидких и газообразных УВ по грациям катагенеза в ГФН приведена на рис. 3.10.

На рис. 3.11 показан характер «истощения» керогена в процессе проявления ГФН, причем показатель $H/C_{ат}$ с ростом катагенеза уменьшается быстрее, чем O/C ; динамика изменения этих величин отлична для сапропелевого и гумусового типов ОВ. Выход жидких УВ или интенсивность генерации УВ в ГЗН также определяется типом керогена и уровнем его преобразования в пределах ГЗН (рис. 3.12, 3.13). Характер распределения н-алканов также изменяется с ростом катагенеза, максимум распределения н-алканов смещается в среднемoleкулярную область. При этом

$$CPI = 1/2 [(C_{25} + C_{27} + C_{29}) + (C_{27} + C_{29} + C_{31})]/(C_{26} + C_{28} + C_{30}),$$

обычно считающийся показателем степени зрелости, здесь следует рассматривать как качественный и использовать совместно с каким-либо другим параметром. Если высокие значения CPI (выше 1,5) обычно характеризуют незрелые образцы, то низкие величины необязательно означают высокую степень зрелости.

Процесс интенсивного новообразования жидких УВ в зоне катагенеза в бассейнах разных типов и возрастов отмечается при разных температурах и на различных глубинах. Так, в девонских и силурийских отложениях Восточной Сахары верхняя граница ГФН фиксируется при температуре 50 °С, в нижнеюрских породах Парижского бассейна — 60 °С, в верхнемеловых и палеогеновых породах Западной Африки — 70 °С, в неогеновых отложениях бассейна Лос-Анджелес — 115 °С.

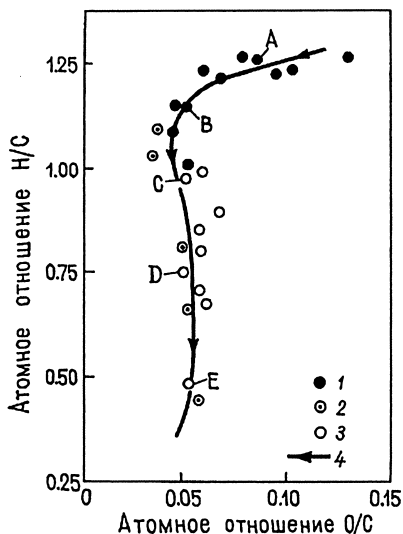


Рис. 3.13. Эволюция элементного состава керогена II типа при погружении (по Б. Тиссо и Д. Вельте с изменениями)

Стадии эволюции: А — конец протокатагенеза, В—D — мезокатагенез, Е — апокатагенез. 1 — глины J_1 (Парижский бассейн), 2 — глины J_1 (Германия), 3 — глинистые породы S_1 (Алжир), 4 — увеличение глубины захоронения

ГФН в кайнозойских отложениях не только отвечает более высоким температурам и соответственно располагается на больших глубинах, но и носит более растянутый характер. Это четко прослеживается на примере бассейнов Тихоокеанского пояса, Южно-Каспийского, Азово-Кубанского бассейнов и др. Более высокие температуры начала интенсивной генерации многие исследователи связывали в основном с влиянием фактора времени, т.е. недостаточной длительностью прогрева. В настоящее время установлено, что характер распределения катагенетической зональности и температур (палеотемператур) бассейна зависит от ряда факторов: общего геотектонического развития региона, строения разреза, характера геотермического и флюидодинамического режимов бассейна, генетического типа ОВ и др. Так, в кайнозойских бассейнах относительно высокие температуры и повышенные глубины кровли ГЗН связаны прежде всего с большими скоростями погружения и накопления осадков, вследствие чего сохраняются седиментационные воды, что способствует возникновению АВПД, которое в свою очередь тормозит ход катагенетических процессов.

Необходимо подчеркнуть, что при всех указанных различиях температур и глубин ГЗН, которые варьируют в пределах кровли (60–100 °С, 1,5–3,5 км) и подошвы (150–210 °С, 3,1–8 км), интервалы ГЗН соответствуют значениям R^0 — 0,5–1,15%, LOM 7–11, T_{\max} пиролиза 435–460 °С.

В главной зоне нефтеобразования помимо ОВ существенно изменяются породы и насыщающие их воды: в составе водорастворенного ОВ заметно увеличивается содержание УВ-компонентов, меняется состав водорастворимых газов. Происходит перестройка глинистых минералов — гидрослюдизация монтмориллонита, сопровождающаяся выделением воды, способствующей миграции образовавшихся УВ (подробнее см. гл. 5).

Проследим ход процесса преобразования ОВ, начиная с протокатагенеза. В зоне протокатагенеза трансформация ОВ существенно не изменяет его структуру. Биохимические процессы преобразования ОВ в основном уже прекратились, а термокаталитические еще не набрали силу из-за небольшой температуры, недостаточной для преодоления энергетического барьера. На диаграмме (см. рис. 3.13) видно, что на этой стадии эволюции слегка уменьшается величина отношения $H/C_{\text{ат}}$ и заметно уменьшается O/C , причем содержание кислорода, по данным ИКС, сокращается за счет удаления групп $C=O$. В протокатагенезе происходит разрыв гетероатомных связей некоторых неустойчивых карбонильных и карбоксильных групп. В результате

разрыва высвобождаются крупные фрагменты, содержащие гетероатомы, особенно кислород (растет доля смол, асфальтенов, т.е. относительно тяжелые малоподвижные фракции битумоида). Что касается углеводородной части ОВ, то она в протокатагенезе изменяется незначительно. Так, *n*-алканы в образцах с небольшой глубины сходны с *n*-алканами, встречающимися в современных осадках. Структурно-кольцевой анализ с помощью масс-спектрометрии определил высокое содержание молекул с четырьмя и пятью кольцами, включая преимущественно стераны, тритерпаны и тритерпены. К концу ПК₃ ненасыщенные полициклические соединения превращаются в насыщенные. Эта стадия протокатагенеза характеризуется незрелым керогеном и в целом незначительным образованием УВ в материнских породах. Исключение составляют так называемые «незрелые» нефти, генерируемые в основном в протокатагенезе (см. гл. 4).

В связи с удалением кислорода в большом количестве выделяются углекислый газ, вода и некоторые гетероатомные соединения.

Несмотря на некоторые изменения в протокатагенезе, состав и структура РОВ к началу мезокатагенеза определяются в основном исходным органическим материалом и условиями его диагенетического преобразования. К концу позднего протокатагенеза еще очень четко различаются два основных генетических типа РОВ: сапропелевое и гумусовое. Эти различия в составе РОВ для глинистых отложений показаны в табл. 3.14.

Таким образом, в протокатагенезе в РОВ четко фиксируются различия в составе двух основных генетических типов РОВ — сапропелевого (алинового) и гумусового (арконового); новообразования УВ происходят в очень незначительных масштабах, первичная миграция жидких УВ практически не фиксируется. Изменения, происходящие в составе и структуре РОВ в протокатагенезе, как бы подготавливают кероген к резкой перестройке и интенсивной генерации УВ в мезокатагенезе.

В зоне мезокатагенеза происходит перестройка структуры керогена, сопровождающаяся новообразованием битумоидных компонентов, и прежде всего УВ. Ход этих преобразований для различных генетических типов РОВ был прослежен на отложениях разного возраста и фациального типа.

Так, для сапропелевого ОВ (кероген II типа) преобразование происходит по схеме, приведенной ниже.

I этап — (МК₁—МК₃) — палеотемпературы от 80 до 160–180 °С, отвечает ГФН — принципиальная перестройка молекулярной структуры керогена с интенсивным новообразованием преимущественно жидких УВ и их эмиграция.

Параметры РОВ различного генетического типа в стадии позднего протокатагенеза (на примере глинистых отложений) (Корчагина, Четверикова, 1980)

Параметр	Тип РОВ	
	Сапропелевый	Гумусовый
Состав небитуминозной части		
H, %	6–8	4,5
H/C _{ат}	0,9–1,2	0,6–0,8
СА	0,4–0,5	0,6–0,7
ПМЦ, n·10 ¹⁷ г	10–30	50–70
d ₂₉₃₀ , см ⁻¹	более 0,2	менее 0,2
Максимум дифракции, А	4,6	3,5
Битумоиды		
β ^{ХБ}	1,8–3,2	0,8–1,8
μ ³	0,6–1,2	0,2–0,5
к/н	3–4	4–8
нч/ч	1,1–1,8	1,8–3,0
Максимум n-алканов	C _{23–27}	C _{27–31}
Полициклические арены	нет	присутствуют

На первой стадии преобразований на этом этапе (не выше МК₂) генерация УВ происходит с максимальной активностью и не компенсируется первично-миграционными потерями ($\beta^{\text{ХБ}} = 12\text{--}15\%$). В элементном составе битумоидов увеличивается углерод: в ХБ(А) — до 85–86%, в СББ(А) — до 78–80%; количество низкокипящих УВ растет до 2,9–4%, в групповом составе содержание метановых УВ возрастает до 54%, из них 30% составляют УВ нормального строения и 24% — изостроения.

При дальнейшем погружении осадков (МК₂–МК₃) первичная миграция начинает преобладать над новообразованием, что выражается в снижении $\beta^{\text{ХБ}} < 6\text{--}7\%$, $\beta^{\text{СББ}} < 4,5\text{--}5\%$. В элементном составе остаточных синбитумоидов как в ХБ(А), так и в СББ(А) понижается содержание углерода и водорода, значительно повышается доля гетероэлементов. Уменьшение содержания углерода и водорода в ГФН является результатом деструкции керогена (НОВ), потери полимерлипидных компонентов и остаточного накопления в НОВ гумоидных компонентов, богатых гетероэлементами и бедных водородом.

II этап пространственно отвечает нижней части зоны мезокатагенеза (МК₄–МК₅) и верхам зоны апокатагенеза АК₁, в НОВ дальнейшее уплотнение углеродной молекулярной структуры

связано с потерей гетероэлементов и особенно водорода (до 2%), содержание углерода достигает 85–86%. Удаление водорода из керогена происходит в основном в виде метана. На этом этапе С.Г. Неручев и Е.А. Рогозина выделяют главную зону газообразования (ГЗГ). Количество битумоидных компонентов в РОВ резко снижается: $\beta^{XB} < 2\text{--}4\%$, $\beta^{СББ} < 2\text{--}2,5\%$ (см. рис. 3.10).

III этап отвечает зоне апокатагенеза (АК₂–АК₄). На этом этапе битумообразование полностью прекращается, генерация метана резко снижается, происходит образование кислых газов: CO₂, H₂S.

Характер изменения гумусового РОВ (кероген III типа) в процессе катагенеза был прослежен на примере каменноугольных аргиллитов Донбасса. Образцы глинистых пород с РОВ отбирались из морских отложений, расположенных между угленосными пачками с известной степенью углефикации в широком диапазоне — от «Д» — длиннопламенных до «А» — антрацитов (диапазон палеоглубин 2–6,4 км). Это позволило точно определить степень соответствия катагенетической превращенности РОВ и углей и проследить ход превращенности РОВ в зоне мезо- и апокатагенеза. РОВ характеризуется типичным для гумусового ОВ строением: низким содержанием водорода (3–5%) и отношением Н/С_{ат} < 0,9, высокими значениями концентрации парамагнитных центров (КПЦ 100·10¹⁷). В процессе катагенеза структура НОВ меняется: содержание углерода увеличивается с 72 до 89%, почти в два раза уменьшается количество гетероэлементов, водорода — с 5,2 до 2,9%, величина Н/С_{ат} снижается до 0,5; число ПМЦ повышается в четыре раза, что отражает рост количества сопряженных связей С=С. Изменение данных параметров показывает, что происходит отделение периферийных групп от основной макромолекулы ОВ, увеличивается роль конденсированности структуры. В ходе катагенеза РОВ отмечается ряд переломных моментов, свидетельствующих о неравномерности этого процесса (рис. 3.14).

I уровень (границы МК₂–МК₃) характеризуется быстрым возрастанием углерода и снижением водорода; содержание битумоидных компонентов максимальное — 4–4,5%, т.е. I уровень можно сопоставить с ГФН; в битумоидах доминируют кислые компоненты, УВ составляют около 40%, причем низкокипящие УВ отсутствуют. С ростом глубины погружения отложений фиксируется уменьшение битуминозных компонентов; уже на 4 км $\beta^{XB} < 1,5\%$; на глубине 5–6 км $\beta^{XB} = 0,5\text{--}0,3\%$; содержание УВ также несколько сокращается (на глубине 4,5 км до 26%); концентрация смол увеличивается, асфальтенов падает. В групповом составе ХБ(А) содержание углерода снижается, а гетероэлементов и водорода увеличивается, что является, несомненно, резуль-

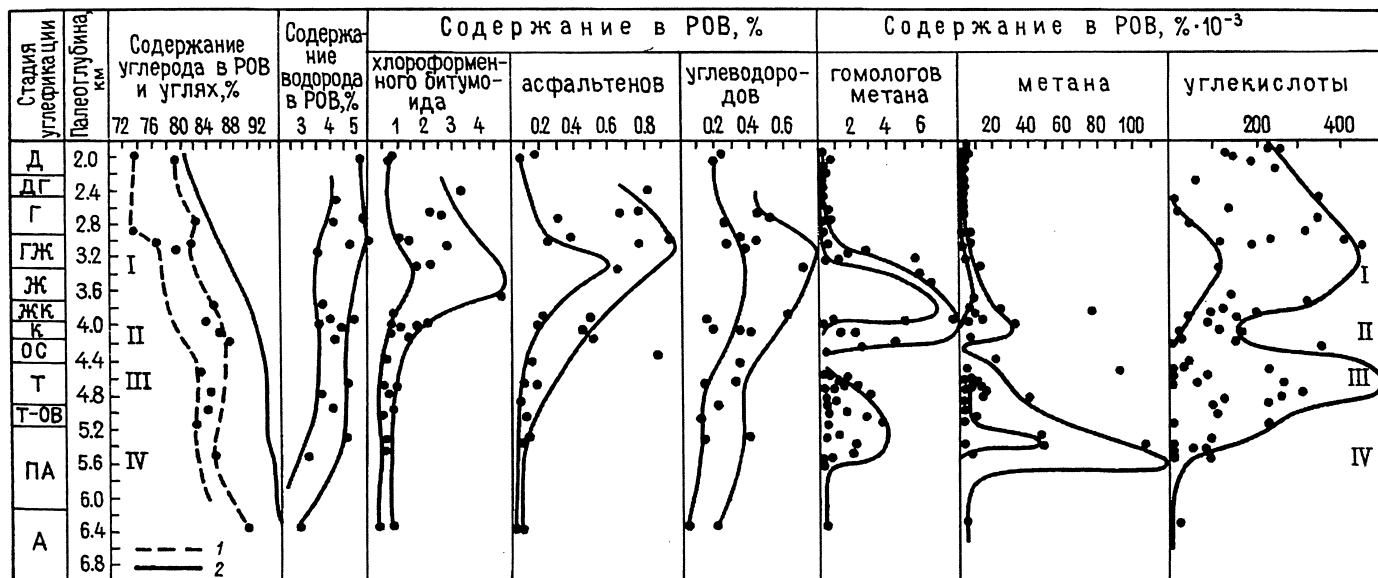


Рис. 3.14. Изменение характера распределения компонентов РОВ глинистых пород среднего карбона Донбасса в процессе катагенеза: 1 — РОВ, 2 — угли, I—IV — уровни, отвечающие переломным моментам в изменении состава ОВ (Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976)

татом уменьшения в нем концентрации асфальтенов, которые, конденсируясь, переходят в нерастворимую часть РОВ. Резкое обеднение РОВ битумоидом обусловлено прежде всего потерей растворимости смол и асфальтенов и переходом их в нерастворимое состояние и только частично эмиграцией.

II уровень — переломный момент — отмечается на МК₄ (палеоглубины около 4 км). Генерация битумоидных компонентов затухает, однако концентрация гомологов метана, в меньшей степени самого метана, достигает максимума.

III уровень перестройки структуры РОВ фиксируется на переходе углей тощих—полуантрацитов (Т—ПА) к антрацитам (АК₁—АК₂), глубина 4,9—5,0 км. Ему соответствует смена состава газовых компонентов РОВ, концентрация углекислоты достигает максимума, а метана и его гомологов снижается до нуля.

IV уровень изменения состава отмечается на этапе АК₂ при погружении осадков до глубин 5,6—5,8 км. В элементном составе РОВ происходят сильное обуглероживание и потеря водорода, сопровождаемые интенсивным метанообразованием. Таким образом, ход превращений РОВ, генерации и эмиграции в средне-карбоновой толще Донбасса аналогичен таковому в любом другом осадочном бассейне. Гумусовый состав predetermined даже в морских фациях смещение максимума генерации жидких УВ (ГФН) на градации МК₂, МК₂—МК₃, меньшую интенсивность ее проявления, что обусловило незначительное поступление микро нефти в коллекторы и не привело к формированию залежей нефти.

Исследования хода катагенетического преобразования гумусовых углей показали стадийную генерацию летучих продуктов: воды, метана, двуокиси углерода, аммиака и др. Максимальное количество выделения летучих продуктов связано с ранней биохимической подстадией преобразования ОВ. Ход трансформации углей и РОВ сходен: сначала отщепляются периферийные функциональные (преимущественно кислородные) группы, потом разрываются мостиковые связи между структурными комплексами. При этом наблюдаются всплески и интенсификация выделения газов, совпадающие с импульсами перестройки угольного вещества. Первый импульс соотносится с переходом ОВ от буроугольной стадии к каменноугольной (ПК/МК). Это первый углефикационный скачок, который М. Тайхмюллер коррелирует с началом нефтеобразования, учитывая непосредственную близость липидной составляющей ОВ разных генетических типов. Второй всплеск газовыделения отвечает общепринятому углефикационному скачку (второму, по М. Тайхмюллеру). Эта фаза регистрируется по изменению свойств *лейптинитовой* составля-

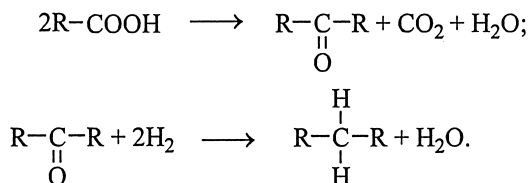
ющей, разрывами мостиковых связей, ведущими к поликонденсации ароматических структур. Она приурочена к переходу от жирных углей к коксовым (МК₃/МК₄) и отвечает концу нефтеобразования. После второго углефикационного скачка наступает период упорядочения структуры угольного вещества с постепенным приближением ее к структуре графита. При этом химические и структурные характеристики гумусового и сапропелевого ОВ сближаются.

Характер изменения состава генерированных углеводородов (работы А.Н. Гусевой, А.Э. Конторовича, И.Е. Лейфмана, Б. Тиссо, А.А. Петрова, Г.И. Сафоновой, В.К. Шиманского, А.И. Богомолова и др.) позволил проследить общий ход генерационных процессов в ГФН и установить, что образование УВ в зоне мезокатагенеза происходит за счет низкотемпературного термокатализа нерастворимой части ОВ, геополимерлипоидиновой части ОВ. Источником образующихся в катагенезе н-алканов в основном являются насыщенные кислоты. Вследствие декарбоксилирования, кетонного удвоения длинноцепочечные предельные кислоты способны превращаться в алифатические УВ с сохранением или увеличением длины углеродной цепи. Реакции идут по следующему пути:

алюмосиликат

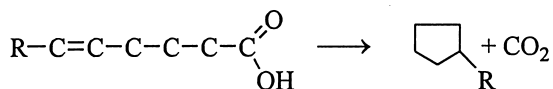


Кетонное удвоение (кетонизация кислот)

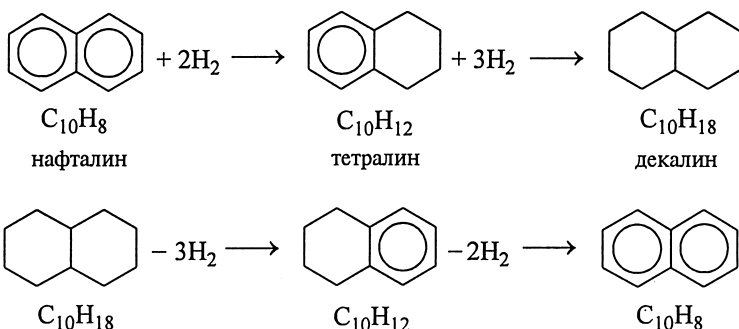


Очевидно, что ненасыщенные кислоты с наиболее прочной углеродной связью в керогене при деструкции его могут преобразовываться как в н-алканы с укороченной углеродной цепью, так и в УВ другой структуры. Часть ненасыщенных кислот, возможно связанная в керогене наиболее слабыми связями, может превращаться в н-алканы без существенной деструкции углеродного скелета. Коэффициент нечетности таких н-алканов в момент их образования достаточно высок, т.е. и в катагенезе также возможно образование н-алканов с преимущественно нечетным числом углеродных атомов в цепи.

Другое направление термокаталитических превращений кислот — циклизация алифатических непредельных кислот с образованием цикланов и аренов. В первую очередь это касается цикланов с пятичленными циклами — циклопентана и его гомологов, конденсированных цикланов типа пенталана и т.д.:

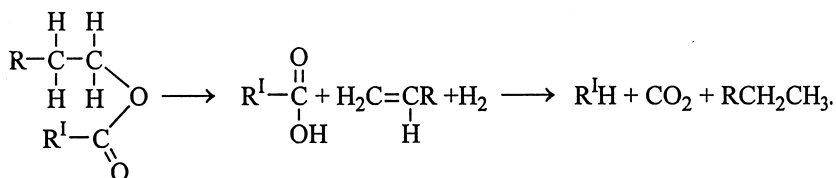


Также в ГФН происходят процессы диспропорционирования водорода и гидрогенизации, дегидрирования:



Основное отличие УБ битумоидов гумусового ОВ состоит в повышенной концентрации по сравнению с сапропелевым РОВ н-алканов, насыщенных УВ и би- и трициклических аренов во фракции нафтенново-ароматических УВ (Конторович, 1976).

Распространенной реакцией в гумусовом керогене является термокатализ восков, который идет по схеме:



На рис. 2.7 приведен состав УВ, продуцируемых керогеном трех основных типов в условиях максимального выхода жидких продуктов. В керогене I типа преобладают изоалканы, н-алканы, циклоалканы и ароматика, которые генерируются примерно в равных соотношениях. II тип характеризуется незначительным выходом алканов (1/5 часть), изоалканы явно преобладают; примерно в равных количествах (по 2/5) образуются циклоалканы и арены. III тип обнаруживает примерно равные соотношения этих четырех групп УВ с некоторым преобладанием аренов.

Направленность трансформации в катагенезе для разных типов керогенов сходная. С повышением уровня катагенетической преобразованности различия между сапропелевым и гумусовым ОВ стираются, и конечный продукт преобразования любого ОВ — метан и графит. Динамика же преобразования для разных типов ОВ отличная, так же как различаются по составу генерируемые разными типами ОВ продукты.

Особый интерес представляет ход преобразований ОВ в ГЗН. Детальный ход преобразований ОВ в ГЗН был изучен на примере баженовской свиты (J_3) Западной Сибири коллективом ученых ВНИИГРИ под руководством С.Г. Неручева (Неручев и др., 1980).

Единая фациальная выдержанность в большом диапазоне глубин, детальная геохимическая изученность этих отложений позволили проследить ход преобразований высококонцентрированного РОВ ($C_{орг}$ 6–10%) в пределах ГЗН (градации $МК_1$ – $МК_3$) и установить, что ГФН в аргиллитах баженовской свиты осуществлялась не постепенно, как об этом можно было думать ранее, а проявлением отдельных кратковременных импульсов. Установлено три импульса генерации УВ: первый соответствовал второй половине $МК_1$, второй — середине $МК_2$, третий — первой половине $МК_3$. Такая трехкратная импульсивная деструкция РОВ на ГФН позволяет предполагать, что источником УВ являлись существенно различные по строению полимерлипидные, а может быть, и иные молекулярные структуры. Доказательством служит и фиксируемый по фактическим данным разный состав жидких продуктов генерации, характерный для основного, верхнего и нижнего второстепенных импульсов. Первый импульс деструкции самый мощный, ко времени его проявления, по-видимому, достигается порог активации реакции распада наиболее распространенных в сапропелевом ОВ полимерлипидных молекулярных структур. Продукты генерации состоят в основном из УВ метаново-нафтенного состава с преобладанием нафтенных структур. Второй, незначительный импульс генерации формирует жидкие УВ, преимущественно ароматические невысокой степени конденсированности. После третьего, слабого этапа деструкции происходит дополнительная генерация жидких УВ метанового характера и метанизация сохранившихся в ОВ ранее генерированных УВ.

Эксперименты по термическому разложению различных органических соединений для получения нефтяных УВ проводились как с чистыми химическими соединениями, так и с различными природными образованиями — углем, сланцем, керогеном и НОВ современных и ископаемых осадков.

Особенно интересны эксперименты Е.А. Глебовской по термokatализу пермских богхедов на р. Оленёк, представляющих чисто сапропелевое ОВ, и углей. При нагревании до 300 °С и давлении 150 атм выход битумоида в первом случае увеличился в 300 раз, что, видимо, соответствует ГФН, а из углей — всего в 1,5 раза. Из этого следует, что деструкция гумусового ОВ требует более жестких термобарических условий.

Эксперименты Г. Лимбаха по термолизу дебитуминизированной массы бактерий показали, что характер распределения н-алканов в полученном при температуре 330 °С экстракте полностью отвечает нормальной морской нефти.

Б. Тиссо и Д. Вельте были проведены опыты по искусственной термической эволюции керогенов трех типов на образцах с небольшой глубины. Измененные искусственным путем керогены сравнивались с керогенами РОВ пород с больших глубин в том же бассейне. В ходе преобразования керогена II типа выделились три этапа.

1. При нагревании до 350 °С потеря веса невелика и связана с выделением воды и углекислого газа; по элементному составу этот кероген близок к керогену природных образцов с глубины 1000–1500 м, т.е. соответствовал незрелому керогену зоны протокатагенеза.

2. При температуре от 350 до 470–600 °С происходит основное разложение керогена с максимальной потерей веса и с выделением УВ, преимущественно алифатических. Элементный состав быстро изменяется: отношение $H/C_{ат}$ снижается до 0,5, уменьшается интенсивность полос поглощения алифатических групп CH_2 и CH_3 и в то же время появляются полосы ароматических УВ. Этот этап эволюции соответствует мезокатагенезу.

3. Третий этап фиксируется при температуре от 470 до 600 °С; кероген теряет вес незначительно, поскольку большинство алифатических цепей и функциональных групп уже удалено. В это время происходит основная перестройка структуры керогена; пакеты ароматических слоев уплотняются, их размеры колеблются от 100 до 200 Å. Подобные изменения наблюдаются в природных образцах с очень больших глубин — этот этап отвечает апокатагенезу.

Моделирование катагенетических преобразований ОВ различного генетического типа, выполненное российскими, немецкими и французскими исследователями, убедительно показывает, что наличие ГФН подтверждено экспериментально. Несмотря на то что температуры ГФН в опытах отличаются (что может зависеть от условий опыта), общий ход и направленность катагенетических превращений — выделение огромного количества жидких

и газообразных продуктов и сближение состава и структуры ОВ разного генетического типа — совпадают.

Наиболее приближенным к реальным природным условиям был эксперимент, проведенный австралийскими учеными И. Сексби и К. Рилеем. В качестве нефтегазоматеринских пород ими использовались пермский торбанит и третичный бурый уголь. Дебитуминизированные и деминерализованные образцы этих пород (НОВ) нагревались в стальной бомбе при температуре от 100 до 400 °С на протяжении более шести лет при увеличении температуры на 1 °С в неделю, что, по мнению авторов, соответствовало постоянному геотермическому градиенту. По истечении четырех лет из торбанита был генерирован продукт (при $T = 300$ °С), неотличимый от сырой парафинистой нефти, в то время как продукт, генерированный углем, представлял собой смесь жирного газа, двуокиси углерода и воды (Saxby, Riley, 1984). Результаты этого эксперимента, наиболее приближенного к природным условиям (насколько это возможно в масштабе «человеческого» времени), моделируют генерацию углеводородов в погружающемся нефтегазоносном бассейне.

Таким образом, в ходе катагенетического преобразования ОВ любого типа происходит направленное (постадийное) снижение начального потенциала ОВ, сопровождаемое генерацией жидких и газообразных продуктов, прежде всего углеводородов. Этап интенсивного новообразования жидких УВ, проявляющийся на грациях $МК_1$ – $МК_3$, — главная фаза нефтеобразования, или «нефтяное окно», — фиксируется в бассейнах разного типа и возраста на разных глубинах и определяется особенностями развития конкретного региона. Газообразование — более распространенный процесс, процесс генерации газов с разной интенсивностью — имеет место от диагенеза до метагенеза. Процесс образования УВ-газов предшествует, сопутствует и завершает нефтеобразование.

Рассмотрение последовательной эволюции ОВ как в рассеянной (РОВ), так и в концентрированной форме — горючие полезные ископаемые — от момента его возникновения в живом веществе, затем захоронение и преобразование в диагенезе, трансформация в катагенезе, вплоть до конечных продуктов его преобразования (графита и метана), или онтогенез РОВ и нефти, позволяет констатировать, что горючие полезные ископаемые, и прежде всего нефть, по выражению Н.Б. Вассоевича, «детище литогенеза». Вся история их формирования и разрушения является частью общего глобального цикла углерода (рис. 3.15).

Первичный (I), или малый, цикл продолжительностью от нескольких дней до нескольких тысяч лет является поставщиком

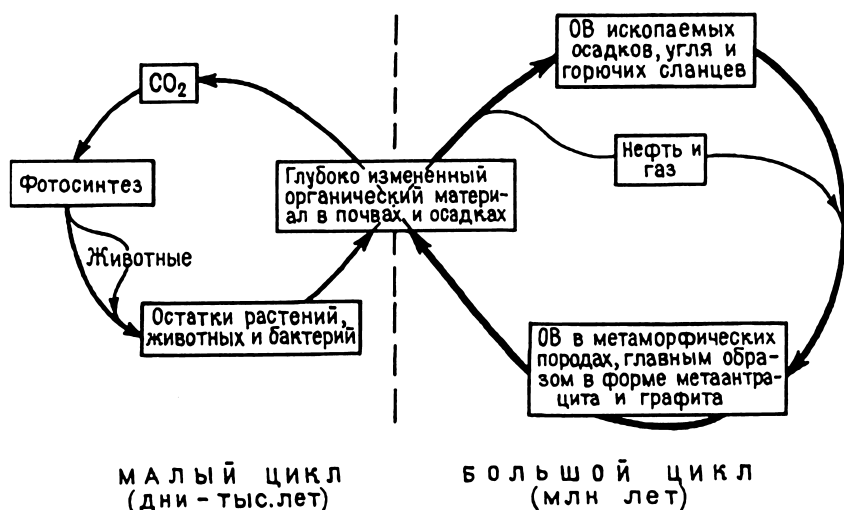


Рис. 3.15. Основные циклы органического углерода на Земле
(по Д. Вельге)

углерода для второго, глобального цикла, продолжительность которого — многие миллионы лет. Нефте- и газообразование — неотъемлемый элемент II цикла. Если преобразование углерода во втором цикле происходит на фоне длительного и устойчивого погружения, то УВ-флюиды — обязательный продукт промежуточной стадии глобального углеродного цикла.

ГЛАВА 4

НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИЕ СВИТЫ И КОНЦЕПЦИИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

4.1. ПОНЯТИЕ О НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКОЙ СВИТЕ

Нефтегазообразование — сложная совокупность процессов, протекающих в недрах, т.е. эти процессы в природе наблюдаемы быть не могут. Видны лишь их фиксированные результаты, запечатленные в некоторых естественных телах, как в пространстве, в котором эти процессы протекали. Естественным телом, где осуществлялись (и при соответствующих условиях осуществляются и ныне) процессы нефтегазогенерации, является *нефтегазоматеринская свита* (НГМ-свита). Это понятие было введено в науку около 70 лет назад классиками геологии (Архангельский, 1927; Губкин, 1932; и др.). В ту пору методы органической геохимии только зарождались, и объекты, соответствующие этому понятию, выделялись чисто геологическими методами, а главными их признаками были литологический состав и цвет. Такой первоначальный подход оказался верным, ибо содержал в себе и геологическую, и (в скрытом виде) геохимическую информацию, так как именно цвет является главной внешней геохимической характеристикой любой осадочной породы и определяется, за редким исключением, соотношением концентрации ОВ и форм железа. В дальнейшем, на заре органической геохимии как науки, но уже при развитых химических методах исследования (40–45 лет назад), при обнаружении «повсюдности» УВ, т.е. при фиксации тех или иных их количеств в любой осадочной породе, понятие «нефтегазоматеринская свита» стало расплываться, терять свои очертания. Однако около 15 лет назад стало возможным вновь обратиться к этому понятию на новом уровне исследований. Значительность такого понятия непротиворечиво обосновывается с позиций учения о формациях как о парагенезах пород (по Н.С. Шатскому, Н.П. Хераскову и др.) в сочетании с иерархией (соподчинением) уровней организации вещества геологических объектов: атомы → молекулы → минералы → породы → формации → парагенезис формаций → субоболочки (геолинзы) → оболочки (геосферы). В табл. 4.1 представлен иерархический принцип восходящей вет-

ви онтогенеза УВ и их скоплений, место ГМ-свит на этой иерархической лестнице. Атомному уровню отвечает дифференциация изотопов нефтегазообразующих элементов; молекулярному — образование радикалов, молекул УВ и родственных им веществ. «Минеральный» уровень в данном случае — само ОВ как породообразующий элемент более низкого уровня, входящий в объект более высокого уровня (породу); на этом уровне осуществляется обособление компонентов группового состава ОВ. На породном уровне реализуется отрыв от ОВ его подвижных компонентов, т.е. вступает в действие механизм эмиграции УВ и происходит образование микронефти. Превращение же микронефти в собственно нефть (макронефть), процессы миграции и аккумуляции нефти и газа происходят уже на формационном уровне, где осуществляется дивергенция — подразделение формаций на нефтегазогенерирующие (материнские) и нефтегазосодержащие (или потенциально нефтегазосодержащие, т.е. формации-резервуары). Пространственная совокупность НГМ-свит, находящихся в ГЗН, образует очаг нефтегазообразования (ОНГО), а пространственная совокупность нефтегазосодержащих горизонтов (залежей, месторождений) — зону нефтегазонакопления (ЗНГН). В свою очередь совокупность ОНГО и ЗНГН и образует нефтегазоносный бассейн (НГБ) — объект субоболочечного (геолинзового) уровня, а совокупность НГБ соответствует так называемой УВ-сфере.

Итак, НГМ-свита — элементарный объект формационного уровня. И.О. Брод более 40 лет назад определял НГМ-свиту как

Таблица 4.1

Иерархический принцип онтогенеза (по Т.К. Баженовой)

Уровни организации вещества геологических объектов	Соответствующие уровням тела и (или) явления	
Оболочечный (<i>геосферный</i>)	УВ-сфера	
Субоболочечный (<i>геолинзовый</i>)	НГБ (<i>нефтегазоносный бассейн</i>)	
Парагезенов формаций	ОНГО (<i>очаг нефтегазообразования</i>)	ЗНГН (<i>зона нефтегазонакопления</i>)
Формационный	НГМ-свиты	нефтегазосодержащие формации
	образование макронефти	
Породный	образование макронефти первичная миграция (эмиграция)	
Минеральный	формирование состава и свойств ОВ в целом	
Молекулярный	образование УВ-радикалов и молекул	
Атомный	дифференциация изотопов биогенного углерода	

формацию (Брод, Еременко, 1957). Поскольку всякая геологическая формация представляет собой парагенетическую ассоциацию пород, постольку НГМ-свите (формации) можно дать следующее определение: НГМ-свита — *парагенетическая ассоциация обогащенных автохтонным ОВ пород, рождающая в процессе литогенетической эволюции углеводороды, способные к аккумуляции.*

Наряду с термином «нефтегазоматеринская свита» в литературе нередко встречается термин «нефтематеринская свита» (НМ-свита). При этом имеется в виду, что данная свита может генерировать в жидкие и газообразные УВ; также используется термин «газоматеринская свита» (ГМ-свита), где способны генерироваться преимущественно газообразные УВ. Более общее понятие «нефтегазоматеринская свита» заменяется понятиями «потенциально нефтегазоматеринская свита», «нефтегазопроизводящая свита», «нефтегазопроизводившая свита». Иногда они употребляются как синонимы, а иногда — как альтернативные друг другу. На самом же деле эти термины выражают понятия, характеризующие последовательные этапы эволюции рассматриваемого природного объекта нефтегазоматеринской свиты.

Термин «потенциально нефтегазоматеринская свита» (ПНГМ-свита) отвечает этапу начального существования объекта от седиментогенеза до раннего протокатагенеза включительно, когда генерационные свойства объекта только сложились и готовы к реализации. Однако в геологии известно немало случаев, когда нефтегазоматеринский потенциал объектов так и остался нереализованным вследствие недостаточной зрелости. Примером таких потенциально НГМ-свит, очень богатых ОВ, могут служить диктионемовые сланцы нижнего ордовика и кукерские сланцы среднего ордовика Эстонии. Термин «нефтегазопроизводящая свита» характеризует этап реализации потенциала (от конца протокатагенеза до начала апокатагенеза), при этом форма термина свидетельствует о том, что генерация УВ происходит и в настоящее время. Это, как правило, имеет место в областях современного погружения на континентальных окраинах и в некоторых молодых кайнозойских бассейнах континентов, где НГМ-свиты находятся в зоне максимальных за их историю температур (майкопская свита олигоцена-миоцена некоторых районов Предкавказья, формация Монтерей верхнего миоцена Калифорнии). Термин «нефтегазопроизводившая свита» прежде всего предполагает генерацию УВ только в геологическом прошлом. Однако этот термин имеет двоякое значение. Во-первых, он может означать прекращение генерации УВ на каком-то этапе эволюции НГМ-свиты (вследствие восходящих движений, снижения теплового потока и др.), когда генерационный потенциал еще

не исчерпан. Примером таких объектов могут служить дома-никова формация Русской плиты, НГМ-свиты венда Непско-Ботуобинской антеклизы и куонамская свита нижнего-среднего кембрия Анабарской антеклизы Сибирской платформы. Второе значение рассматриваемого термина — практически полная реализация НГМ-свитой своего потенциала (глубокий апокатагенез вплоть до метагенеза). Примером таких объектов являются НГМ-свиты силура и девона Предуральского прогиба (прежде всего его складчатого борта), а также НГМ-свиты рифея-венда и нижнего кембрия северо-запада Сибирской платформы. Для каждого конкретного объекта выделение НГМ проводится с учетом уровня катагенетической зрелости. Так, конкретная свита, находящаяся в данный момент в термобарических условиях, отвечающих МК₅, будет являться нефтепроизводившей и газопроизводящей, т.е. уже отдавшей жидкие УВ и в настоящий момент генерирующая только газ.

Литологический спектр пород, слагающих НГМ-свиты, достаточно широк. Напомним, что при прочих равных условиях для сохранности ОВ в седиментогенезе и аэробном диагенезе, т.е. для его фоссилизации, наиболее благоприятны осадки пелитовой размерности; к тому же глинистые минералы, являясь хорошими сорбентами, адсорбируют растворенное ОВ из вод бассейна в процессе седиментации. В связи с этим в общем случае в фациальном профиле осадочных пород — от конгломератов до глин (аргиллитов) — и глинисто-карбонатных пород обогащенность автохтонным ОВ находится в прямой зависимости от количества глинистой примеси. В то же время в ряду карбонатные → глинистые карбонаты → мергели → карбонатные аргиллиты последние члены по концентрации ОВ не уступают чисто глинистым породам, а нередко превосходят их (рис. 4.1). Для «чистых» карбонатов и их глинистых разностей, т.е. для первых членов ряда, статистически характерны малые концентрации ОВ, но и здесь они иногда бывают повышены и в глинистых разностях достигают нескольких процентов. Для этих пород существенную роль играет петрографический тип карбонатной составляющей, определяемый фациальной принадлежностью породы: при прочих равных условиях наивысшие концентрации ОВ приурочены к хемогенным и фитогенным (водорослевым) разностям карбонатов, тогда как органогенные (зоогенные), обломочные и оолитовые разности карбонатных пород содержат, как правило, ничтожные количества автохтонного ОВ.

Минералогия карбонатной составляющей пород в принципе нейтральна к обогащению ОВ, т.е. она может быть как кальциевой (известковой), так и доломитовой, а также смешанной. В

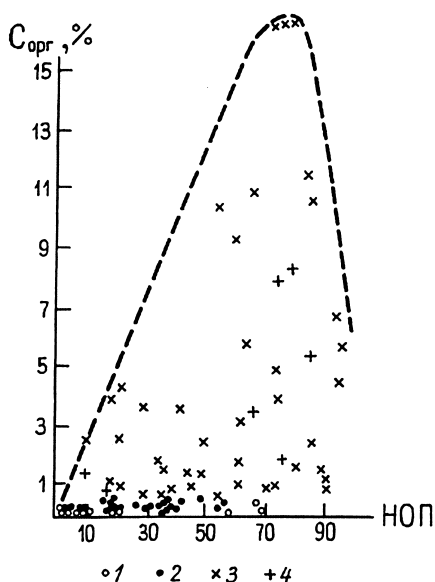


Рис. 4.1. Связь нерастворимого остатка породы (НОП) с содержанием $C_{\text{орг}}$ в карбонатных и карбонатно-глинистых породах Сибирской платформы. Содержание $C_{\text{орг}}$: 1 — менее 0,1; 2 — 0,1—0,5; 3 — более 0,5; 4 — граптолитовые сланцы (по Т.К. Баженовой)

силикатном ряду осадочных пород обогащенными сапропелевым альгогенным и (или) зоогенным планктонным ОВ, ответственным за образование жидких УВ, бывают, как правило, лишь глинистые породы (глины, аргиллиты), а также сильно глинистые алевролиты.

В песчаных, а тем более в грубых породах содержание сапропелевого ОВ обычно ничтожно (менее $n \cdot 0,01\%$). Однако песчаные породы верхнего палеозоя и мезокайнозоя, т.е. генетически связанные с эпохами, когда высшая растительность завоевала континенты, нередко бывают обогащенными гумусовым ОВ в детритной форме 1—2% на породу. В случае песчано-алевритовых пород нижнего палеозоя—допалеозоя обогащение их ОВ связано с детритом донных бурых водорослей (*Laminarites*, *Vendotenia*). Примером формации, сложенной подобными породами, могут служить ламинаритовые слои котлинского горизонта V_2 Русской плиты. Такие породы в палеозое—допалеозое встречаются редко. Бурые водоросли (*Phaeophita*) обладают крайне низким содержанием липидов (1—3%), и их геохимическое поведение близко к таковому гумусового ОВ.

Формации, сложенные вышеописанными разностями песчано-алевритистых пород, могут рассматриваться лишь как газоматеринские свиты (ГМ-свиты).

Обогащенными сапропелевыми ОВ нередко бывают и кремнистые породы, в особенности их глинистые разности (глинистые силициты). Источником ОВ в них являются планктонные

водоросли с кремневым скелетом (диатомеи и их предки). Такие породы слагают, например, пиленгскую свиту миоцена Сахалина, часто встречаются в баженовской свите (J_3) Западной Сибири, доманиковой свите (D_3) Русской плиты, куонамской свите ϵ_{1-2} Сибирской платформы и в других формациях. В ряду эвапоритовых пород слабое обогащение ОВ встречается иногда в глинистых разностях ангидритов.

Как и породы, формации бывают и моно- и полипородными. Минералы могут быть породообразующими и акцессорными; так же как и породы, их можно рассматривать как формациообразующие и как акцессорные. Для НГМ-свит важно, чтобы обогащенные ОВ породы были формациообразующими, а не акцессорными.

Остается выяснить, какая степень обогащения породы ОВ необходима и достаточна для того, чтобы считать ее элементом НГМ-свиты. Неотъемлемым свойством такой породы должна быть способность рождать и отдавать УВ, в том числе и жидкие (микронефть). Практика многолетних исследований показала, что нижним пределом концентрации $C_{орг}$ в породе, с которого начинается отдача УВ (в случае сапропелевого и (или) существенно сапропелевого ОВ), является значение 0,1% на породу — при средних грациях катагенеза. Данное уточнение необходимо, так как концентрации ОВ ($C_{орг}$) в породах в процессе катагенеза уменьшается за счет генерации и удаления летучих углеводородных и неуглеводородных продуктов. Однако масштаб снижения не так значителен, но все же ощутим: в наиболее липидных сапропелитах концентрация $C_{орг}$ от начала до конца катагенеза снижается в 3–4 раза (подробнее см. разд. 4.2).

В отличие от минеральных составляющих породы ОВ является настолько значимым, настолько «агрессивным», что уже при содержании в породах $C_{орг} > 0,1$ вес.% оно оказывает влияние на свойства пород, и прежде всего на наиболее визуально значимое — цвет, а также на всю их «геохимическую жизнь». В целях (и с позиций) изучения нефтематеринских свойств все породы поделены на следующие группы по концентрациям в них $C_{орг}$ (по восходящей, вес.%): 1) породы со сверххрасеянной формой ОВ ($C_{орг} < 0,1$); 2) субдоманикоидные (0,1–0,5); 3) доманикоидные (0,5–5,0); 4) доманикитные (5,0–25,0). Эти три термина образованы по названию доманиковой формации (D_3) Русской плиты, одной из наиболее широко распространенных на территории России и наиболее рано описанных. Последнюю, пятую группу пород составляют собственно сапропелита, где $C_{орг} \geq 25\%$ на породу, т.е. ОВ по объему заведомо превышает 50% и является преобладающим породообразующим элементом (табл. 4.2). О ко-

личественном «барьере» между первой и второй группами пород говорилось выше. На рубеже субдоманикоидных и доманикоидных пород (0,5%) статистически также отмечается смена свойств и особенностей пород: как правило, сероцветные породы переходят в темноцветные (коричневые и черные). Такое изменение цветовой гаммы пород присуще подстадиям мезо- и апокатагенеза. В протокатагенезе цвет пород, обогащенных ОВ, в значительной мере определяется биоценотическим составом исходного ОВ. Так, в случае планктонных водорослей порода при любых концентрациях $C_{\text{орг}}$ имеет желтоватый или светло-коричневый цвет. В самом ОВ уже не встречаются диагенетически окисленные разности, распознаваемые углепетрографическими методами (окисорбоколлоальгинит).

Таблица 4.2

Разделение пород на группы по содержанию органического вещества ($C_{\text{орг}}$, вес.%) сапропелевого типа (Систематика, 1994)

100%	
90,0	
80,0	
70,0	Собственно сапропелиты
50,0	
25,0	
10,0	
9,0	
7,0	Доманикиты
5,0	
3,0	
1,0	
0,9	Доманикоиды
0,5	
0,3	Субдоманикоиды
0,1	
< 0,1	Породы со сверхрассеянной формой ОВ

Граница доманикоидов и доманикитов проходит при $C_{\text{орг}} = 5$ вес.%. Это значение выбрано не только потому, что оно удобно как «половинное» в десятичной системе исчисления, но и потому, что, во-первых, близко к медианному и среднеарифметическому значениям $C_{\text{орг}}$ в стратотипических разрезах доманиковой формации D_3 (по сотням аналитических определений), во-вторых, характер статистического распределения $C_{\text{орг}}$ в этих разрезах обнаруживает две совокупности пород с «провалом»

5 вес.%, т.е. доманиковая формация состоит из доманикитов ($C_{\text{орг}} > 5\text{--}22\%$, с модой $7\text{--}9\%$) и из доманикоидов ($C_{\text{орг}} = 0,55\%$, с модой $0,8\text{--}1,5\%$). Субдоманикоиды ($C_{\text{орг}} = 0,1\text{--}0,5\%$) крайне редки, породы со сверххассеянной формой не встречаются.

Итак, к нефтегазоматеринским (точнее, к микронфтегазоматеринским, т.е. отдающим микронфть) по критерию концентрации $C_{\text{орг}}$ относятся породы всех вышеперечисленных групп, кроме первой (со сверххассеянной формой ОВ). В этих породах (с концентрацией $C_{\text{орг}} < 0,1\%$ на породу) степень битуминизации ОВ (β , %) не снижается во второй половине мезокатагенеза, т.е. практически не зависит от степени преобразованности, в отличие от более обогащенных пород, что свидетельствует об отсутствии способности отдавать подвижные компоненты породами первой группы. Более того, в конце мезокатагенеза и в апокатагенезе концентрации битумоидов в породах с различным содержанием $C_{\text{орг}}$ выравниваются и не превышают обычных значений ($n \cdot 0,001\%$); при этом для субдоманикоидных и более богатых пород такие концентрации характеризуют остаточные битумоиды, а в породах со сверххассеянной формой ОВ они являются исходными. Те же пределы концентраций $C_{\text{орг}}$ характеризуют и формации в целом (т.е. НГМ-свиты) с соответствующими названиями; для формаций концентрации рассчитываются как средневзвешанные для слагающих их типов пород (при недостатке информации приходится довольствоваться среднеарифметическими значениями $C_{\text{орг}}$). Таким образом, к нефтегазоматеринским относятся формации субдоманикоидные, доманикоидные, доманикитные и формации сапропелитов. В каждом из типов этих формаций типы пород по концентрации могут варьировать в широких пределах.

В породах практически бескарбонатных и низкокарбонатных (в глинистых и глинистоалеувритовых) за нижний концентрационный предел $C_{\text{орг}}$ необходимо принимать величину несколько большую — не $0,1$, а $0,2\%$ на породу. Последнее связано с тем, что в силикатных породах значительно выше изначальное содержание минеральных окислителей, прежде всего окисного железа, поэтому и ОВ в них более окислено в анаэробном диагенезе и при прочих равных условиях нефтематеринский потенциал его ниже.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что вышеприведенная классификация пород (и формаций) по признаку концентрации $C_{\text{орг}}$ и все вышеохарактеризованные их свойства относятся исключительно к объектам, содержащим сапропелевое и(или) существенно сапропелевое ОВ, биоценотически представленное планктонными водорослями (альгинит) и(или) зоосоставляющей (хитинит), иногда с небольшой примесью бентосных водорослей

(псевдовитринит). Такие объекты характеризуют осадочный докембрий (без зоосоставляющей), нижний и большую часть среднего палеозоя, т.е. представляют НГМ-свиты, сформированные в эпохи, когда не существовало высшей наземной флоры и накапливающееся в бассейнах ОВ было гарантировано от примесей, аллохтонных по отношению к самому бассейну. Подобные НГМ-свиты наиболее характерны для бассейнов древних платформ и их краевых частей. В верхнем палеозое, мезозое и особенно в кайнозое чисто сапропелитовые формации более редки, особенно в морских фациях. В кайнозое часто встречаются сапропелитовые доманикоидные и доманикитные формации озерного генезиса аридных зон, например формация Грин Ривер Северной Америки.

Несмотря на то что на протяжении всей геологической истории в целом в субаквальных условиях обитали, а стало быть, и посмертно захоронялись в осадках представители всех типов растительного и животного царств, состав фоссилизированного ОВ осадочных пород чаще всего формировался за счет ограниченного числа групп организмов. Более того, в породах доманикоидных и доманикитных формаций состав ископаемых организмов, как правило, специфичен и систематически ограничен. Даже в присутствии нескольких типов и классов организмов констатируется чрезвычайно бедный их родовой и видовой состав. Классический, предельный вариант — ОВ кукерского горючего сланца O_2 (кукерсита) Русской плиты. Электронно-микроскопические исследования показали, что оно полностью состоит из остатков планктонных синезеленых водорослей (*Gloeocapsamorpha*).

НГМ-свиты позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя накапливались во времена, когда континенты были уже основательно заселены высшей растительностью, в том числе и в значительной степени древесной с большей биологической массой, плохо поддающейся окислению даже в зоне аэрации. Это не могло не приводить к осязному сносу растительного детрита в бассейны седиментации. Следствием этого, естественно, явилось то обстоятельство, что на огромных пространствах бассейнов в осадках захоронялось смешанное ОВ. И только на участках акваторий, значительно удаленных от источников сноса, а также в озерных котловинах аридных зон могли накапливаться чистые сапропелиты. В упомянутые эпохи накопление ОВ в существенно большей степени зависело от климатических условий, нежели в более ранние эпохи палеозоя—допалеозоя.

Можно даже утверждать, что сама климатическая зональность с заселением континентов растительностью приобрела более четкое выражение. Следствием сноса континентального раститель-

ного детрита в бассейны явилось общее увеличение концентрации ОВ практически во всех типах пород, особенно в терригенных. Поскольку за генерацию жидких УВ, т.е. за нефтеобразование, ответственны прежде всего сапропелиты, то при смешанных разностях ОВ нижний предел концентрации $C_{орг}$ для нефтегазоматеринских пород (и формаций) становится расплывчатым и неоднозначным. Во всяком случае, это значение заведомо выше 0,1–0,2%, каковым оно является для пород с чисто сапропелевым ОВ. Практически все терригенные породы, по крайней мере мезокайнозоя, содержат не меньшие количества $C_{орг}$, а более низкими концентрациями ($n \cdot 0,01\%$) обладают лишь карбонатные «белоцветные» породы (например, известняки верхней юры, верхнего мела, эоцена и сарматского яруса Крыма и Кавказа). Однако НГМ-свиты PZ_3 , MZ и KZ как объекты формационного уровня выделяются без особого труда; в то же время оценить их нефтегазоматеринский потенциал намного сложнее, чем в НГМ-свитах с чисто сапропелевым ОВ, прежде всего вследствие латеральной и вертикальной изменчивости в породах соотношений ОВ разных генетических типов.

В нефтегеологической науке давно и хорошо известно, что ОВ распределено в стратифере неравномерно как по латерали, так и по вертикали. Около 40 лет назад было замечено, что горизонты, представленные породами, обогащенными ОВ, т.е. НГМ-свиты, распределены по разрезу не хаотично, а вполне закономерно: они отвечают трансгрессивным и регрессивным фазам циклов седиментации разных порядков; в то же время инундационным и эмирсионным фазам обычно соответствуют формации, породы которых крайне бедны ОВ. Для палеозоя—допалеозоя отмечается следующая закономерность: для регрессивных НГМ-свит характерен более фитопланктонный состав исходного ОВ, тогда как в трансгрессивных аналогах в ощутимых количествах обычно присутствует фитобентос, а в палеозое и(или) зообентос и зоопланктон. В породах регрессивных НГМ-свит обычно ниже концентрация форм железа — диагенетических минеральных окислителей. В связи с этим изначальный $P_{нм}$ этих пород при прочих равных условиях выше, чем таковых в трансгрессивных НГМ-свитах. По объему НГМ-свиты обычно отвечают литостратиграфической свите либо подсвите, иногда пачке, что стратиграфически может соответствовать ярусу, подъярусу, горизонту, иногда целому отделу. Наблюдается закономерность (имеющая и исключения): чем моложе НГМ-свита, тем меньший стратиграфический объем она охватывает и тем более мелкий цикл седиментации характеризует. В рифее НГМ-свиты отвечают обычно фазам циклов в 90 млн лет, в венде и раннем палеозое — в 45 млн

лет; в среднем и позднем палеозое НГМ-свиты своим положением подчеркивают в разрезе еще более мелкие циклы (в 22,5, иногда в 11 млн лет). Такого же порядка периодичность чередования НГМ-свит можно отметить и в мезозое. Характер и масштаб периодичности появления НГМ-свит в кайнозое практически не изучены, хотя сам факт периодичности фиксируется и здесь. Выше отмеченная ярко выраженная периодичность в расположении НГМ-свит характеризует шельфовую седиментацию. В случае халистатической седиментации, присущей преимущественно окраинам континентов, обогащение осадков ОВ могло происходить, вероятно, в течение всего довольно длительного срока; в результате сформировавшиеся НГМ-свиты могут охватывать сразу несколько систем (например, палеозой Таймыра и Лемвинской зоны Приполярного Урала, средний—верхний палеозой и триас Скалистых гор Канады).

Причины вышеописанного феномена — распределение НГМ-свит в стратисфере (точнее, в УВ-сфере) сложны, не единичны и пока еще недостаточно исследованы. Они требуют специального рассмотрения, но здесь ограничимся лишь вышеприведенным кратким описанием самого феномена.

В заключение отметим, что НГМ-свиты известны во всех системах палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также в венде и рифее. Поскольку фиксируется синхронность циклов седиментации разных порядков для различных бассейнов, постольку возможны и корреляция НГМ-свит между собой, и прослеживание их на региональном, межрегиональном и даже на глобальном уровнях. Наиболее распространенными в мире являются НГМ-свиты верхнего девона—раннего карбона и верхней юры, а также нижнего—среднего кембрия, среднего ордовика, нижнего силура, нижней перми, нижнего мела—сеномана, олигоцена—миоцена (см. рис. 2.3).

4.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Определение нефтегазоматеринского потенциала ($P_{\text{НГМ}}$) производится для объектов разного уровня — от ОВ до НГБ. $P_{\text{НГМ}}$ породы определяется $P_{\text{НГМ}}$ содержащегося в ней ОВ. Совокупный $P_{\text{НГМ}}$ пород, составляющих материнскую свиту, определяет ее потенциал, который, в свою очередь, определяет потенциал того или иного *очага нефтегазообразования* (ОНГО). Его следует оценивать по совокупности $P_{\text{НГМ}}$ НГМ-свит. $P_{\text{НГМ}}$ любого НГБ определяется как сумма $P_{\text{НГМ}}$ ОНГО.

Для современной практики нефтегазопроисловых работ, для оценки прогнозных ресурсов углеводородных флюидов того или иного объекта (зоны, НГБ в целом и т.д.) необходима информация о *реализованном* $P_{\text{НГМ}}$ объектов всех уровней, образующих в итоге оцениваемый объект, т.е. необходимо знать, сколько жидких и газообразных УВ генерировалось и эмигрировало в пределах данного объекта к настоящему времени. Суммарная масса УВ является верхним пределом количества способных к аккумуляции флюидов. Этот предел в природе, по существу, никогда не достижим, но именно от него (и только от него) можно и должно рассчитывать долю аккумулировавшихся УВ. Любой НГБ — сочетание объектов более низких рангов, в которых ОВ находится на различных грациях катагенеза (имеет разную степень зрелости). Поэтому необходимо знать прежде всего: 1) сколько УВ (жидких и газообразных) генерирует ОВ конкретного типа к началу (или концу) той или иной грации катагенеза; 2) какая доля УВ эмигрирует к этому же моменту из этой породы, содержащей определенное количество ОВ данного типа. Первое характеризует реализованный $P_{\text{НГМ}}$ ОВ, второе — реализованный $P_{\text{НГМ}}$ породы. Для вычисления указанных величин применяются различные варианты объемно-геохимических (генетических) методов (Н.Б. Вассоевич, С.Г. Неручев, А.Э. Конторович, Е.С. Ларская, Е.А. Рогозина, Т.К. Баженова, М. Луи и др.). Сущность этих методов заключается в расчетах вероятного количества жидких и газообразных УВ, которое могли генерировать нефтегазоматеринские свиты в результате катагенетического преобразования ОВ в процессе геологической истории. Оно позволяет уточнить стадийность генерации флюидов, положение их генерационных максимумов по отношению к тем или иным глубинам (палеоглубинам) и грациям катагенеза ОВ, что является одним из критериев раздельного геохимического прогнозирования флюидов. С учетом коэффициентов эмиграции и аккумуляции рассчитывается возможное количество эмигрировавших и аккумулирующихся УВ. Такие расчеты лежат в основе прогнозной оценки ресурсов УВ. Расчетное моделирование в целях воспроизведения генерации УВ впервые было применено одним из создателей органической геохимии, В.А. Успенским (1954), во ВНИГРИ. Им была рассчитана генерация газов при катагенезе («метаморфизме») гумусовых углей. Принципиальная схема балансовой модели генерации битумоидов, легких УВ, углеводородных и «кислых» газов, воды из РОВ основных генетических типов (сапропелевого, гумусового, окисленного низкоконцентрированного ОВ) изложена в работах С.Г. Неручева и др. (1976, 2006). Для проведения таких расчетов и создания количественной модели генерации нефти

и газа необходим большой объем детальных геохимических исследований ОВ, и в первую очередь систематические данные по элементному составу керогена.

В последние годы для определения генетического углеводородного потенциала ОВ и пород широко используется пиролитический метод в варианте Rock-Eval. Во Французском институте нефти Дж. Эспиталье и Б. Тиссо по результатам открытого пиролиза определили кинетические параметры реакций созревания для трех широко распространенных в природе типов керогена (I тип — сапропелевый, II — смешанный и III — гумусовый). Процесс созревания ОВ при экспериментальном пиролизе был описан рядом независимых реакций первого порядка со своим набором кинетических параметров. Скорость каждой реакции в данный момент времени зависит от температуры породы (при ее нагревании в пиролизаторе) и рассчитывается по закону Аррениуса со своими параметрами реакции: частотным фактором и энергией активации. При этом учитывается, что концентрация ОВ со временем уменьшается. Количество (объем) образующихся на каждом этапе УВ определяется долей ОВ, термически преобразованного к данному моменту времени.

Как указано в разд. 2.2, пики кривой пиролиза соответствуют: S_1 — содержанию уже образованных УВ (оно примерно соответствует содержанию битумоида в породе) — это реализованный нефтематеринский потенциал, S_2 — суммарному количеству жидких и газообразных УВ, еще способных генерироваться содержащимся в породе ОВ (остаточный нефтегазоматеринский потенциал). Сумма S_1 и S_2 характеризует нефтегазоматеринский потенциал породы, сохранившийся к данной градации катагенеза, на которой находится ОВ данной породы. Этот остаточный потенциал породы измеряется в мг, г, кг УВ соответственно на г, кг, т породы, т.е., по существу, в %. T_{\max} , замеренная в вершине пика S_2 , отвечает определенной стадии зрелости породы (незрелая, нефтяное окно — ГЗН, газовое окно).

Балансовые расчеты генерационного потенциала на основе исследования пиролиза образцов различных материнских пород проводились С.Г. Неручевым, Е.А. Рогозиной, Т.К. Баженовой, А.Э. Конторовичем, Дж. Эспиталье, Б. Тиссо, Д. Вельте, J.W. Schmoker и др.

Рассмотрим один из вариантов расчета количества генерированных УВ нефтепроизводящей толщей, находящейся в очаге нефтеобразования, основанный на данных пиролиза, который приведен в книге «Нафтидная система — от нефтегазоматеринской породы до ловушки» (1994). Этот метод включает: 1) расчет

современного содержания (массы) органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в нефтегазоматеринских породах, 2) оценку массы генерированных УВ на единицу массы $C_{\text{орг}}$, 3) оценку общего количества генерированных УВ нефтегазоматеринской породой.

Определение современного содержания (массы) $C_{\text{орг}}$ в нефтегазоматеринской толще вычисляется по формуле

$$M = [C_{\text{орг}} (\text{ТОС})/100] \cdot \rho \cdot V,$$

где M — масса $C_{\text{орг}}$ (ТОС), г; $C_{\text{орг}}$ (ТОС) — среднее содержание $C_{\text{орг}}$ в выделенном объеме нефтегазоматеринской толщи, вес.%. Величина $C_{\text{орг}}$ делится на 100 для того, чтобы перейти от вес.% к долям; ρ — средняя плотность пород, г/см³; V — объем пород, см³.

$C_{\text{орг}}$ определяется аналитическим методом. Если определение $C_{\text{орг}}$ проводится на анализаторе Rock-Eval, снабженном модулем для определения остаточного после пиролиза углерода, то общее содержание углерода вычисляется микропроцессором как сумма остаточного и пиролизованного углерода и обозначается ТОС (total organic carbon).

Плотность пород зависит от минерального состава компонентов, пористости и концентрации ОВ. Существуют графики зависимости пористости и плотности пород при различных содержаниях ОВ.

Объем пород определяется как мощность нефтематеринской породы, умноженная на площадь ее распространения.

Количество (масса) генерированных УВ зависит от типа керогена, кинетики реакций, температурно-временной истории погружения пород, содержащих кероген. Расчет образовавшихся УВ проводится на основе водородного индекса [$HI = S_2 \cdot 100/C_{\text{орг}}$ (ТОС)], который характеризует нефтегазогенерационный потенциал ОВ. Он измеряется в мг (кг) УВ на г (т) $C_{\text{орг}}$ (ТОС) или в % (если ТОС принять за 100%). Разница между исходным HI_0 (до начала генерации УВ) и остаточным HI_p (современное) рассматривается как количество генерированных УВ на единицу массы ОВ и рассчитывается по формуле

$$R = HI_0 - HI_p,$$

где R — количество генерированных УВ в расчете на ТОС, мг УВ/г ТОС; HI_p — аналитические данные пиролиза; HI_0 — определяется аналитическим путем для незрелых пород ($T_{\text{max}} < 430$ °С, $R^o < 0,5\%$), содержащих одинаковый или близкий тип керогена. Если такие образцы отсутствуют, то можно воспользоваться трендами кривых разных типов керогена, отображенных на модифицированной для пиролиза диаграмме Ван-Кревелена (см. разд. 2.2, рис. 2.9, А).

Расчет общего количества генерированных УВ осуществляется по формуле

$$HCG = R \cdot M \cdot 10^{-6},$$

где HCG — общее количество генерированных УВ, кг; 10^{-6} — пересчетный коэффициент для перевода весовых единиц из мг в кг.

Пример расчета. Пусть выделенная НГМ-толща имеет толщину 20 м (2×10^3 см) и площадь 30 км (3×10^6 см) \times 20 км (2×10^6 см), тогда ее объем составляет $1,2 \times 10^{16}$ см³. При плотности пород 2,42 г/см³ и значении ТОС = 6% (вес.) количество органического углерода (М) для НГМ-толщи будет равно $1,71 \times 10^{15}$ г. Пусть исходный и остаточный водородные индексы (определенные аналитически) равны соответственно $HI_0 = 380$ мг УВ/г ТОС, $HI_p = 150$ мг УВ/г ТОС, тогда $R = 230$ мг УВ/г ТОС, а общее количество генерированных УВ (HCG) = $3,98 \times 10^{11}$ кг.

Количество генерированных УВ, рассчитанное по этой методике, является минимальным по нескольким причинам. Во-первых, не учитываются УВ, которые могут присутствовать в незрелых породах. Во-вторых, часть легких УВ (меньше C_5 – C_{10}) теряются до и во время экстракции. В-третьих, в результате расхода ОВ на генерацию УВ (и неуглеводородных продуктов) и эмиграции этих УВ уменьшается масса органического углерода, в связи с чем уменьшается знаменатель при расчете HI_p . В этом случае общее количество генерированных УВ следует рассчитывать по формуле

$$HCG = [(HI_0 \cdot M_0) - (HI_p \cdot M_p)] \cdot 10^{-6}.$$

Исходную массу ОВ (т.е. до начала основной генерации УВ или главной фазы нефтеобразования) можно рассчитать по водородному индексу согласно формулам С.Г. Неручева и др. (1988):

$$HI_0 = (1 - \Delta M_{0-p}) \cdot HI_p + (\Delta M_{0-p} \cdot HI_{ген}),$$

$$\Delta M_{0-p} = (HI_0 - HI_p) / (100 - HI_p),$$

$$M_p = 1 - \Delta M_{0-p} \text{ или}$$

$$M_p = (100 - HI_0) / (100 - HI_p),$$

где HI_0 и HI_p — выход УВ из ОВ в начале катагенеза (или на условно принятом уровне катагенеза, от которого ведется расчет) и на современном уровне катагенеза; $HI_{ген}$ — содержание генерирующихся УВ и УВ, эмигрировавших из ОВ, которое принимается за 100%; M_0 — исходная масса $C_{орг}$ (ТОС) в начале катагенеза, принимаемая за 1; M_p — остаточная масса на современном уровне

катагенеза; ΔM_{0-p} — потеря массы ОВ от 0 до современного уровня катагенеза. Пользуясь этими формулами, можно определить количество образовавшихся нефтяных УВ, равное потере массы ОВ на их образование от 0 до современного уровня катагенеза, и остаточную массу ОВ на современном уровне катагенеза.

Количество эмигрировавших УВ можно определить с помощью коэффициента эмиграции (нефтеотдачи), который представляет собой отношение эмигрировавшей части битумоида (УВ) к исходному генерированному битумоиду: $K_{эм} = \beta_{эм}/\beta_{ген}$ (Неручев и др., 2006).

Для определения $K_{эм}$ существуют различные аналитические приемы. Его можно рассчитать по содержанию остаточных битумоидов (УВ) в ОВ или по элементному составу битумоида:

$$K_{эм} = 1 - \beta_{ост} / \beta_{исх},$$

$$K_{эм} = (C_{исх} - C_{ост}) / (C_{эм} - C_{ост}),$$

$$K_{эм} = [(O+N+S)_{исх} - (O+N+S)_{ост}] / [(O+N+S)_{эм} - (O+N+S)_{ост}],$$

$$K_{эм} = (УВ_{исх} - УВ_{ост}) / (УВ_{эм} - УВ_{ост}),$$

где $K_{эм}$ — коэффициент эмиграции битумоидов (или УВ), доли единиц или %; $\beta_{исх}$ (ген) — генерированное количество битумоидов (или УВ) в % от массы ОВ на данной стадии катагенеза (битумоидный коэффициент β = содержание битумоида в породе $\cdot 100 / C_{орг}$, доли единицы или %); $\beta_{ост}$ — остаточное количество битумоида в % от массы ОВ на данной стадии катагенеза; $C_{исх}$, $C_{ост}$, $C_{эм}$ — концентрация углерода в исходном, остаточном и эмигрировавшем битумоидах; $(O+N+S)_{исх}$, $(O+N+S)_{ост}$, $(O+N+S)_{эм}$ — концентрация гетероэлементов в исходном, остаточном и эмигрировавшем битумоидах; $УВ_{исх}$, $УВ_{ост}$, $УВ_{эм}$ — концентрация УВ в исходном, остаточном и эмигрировавшем битумоидах.

Элементный состав эмигрировавшего битумоида примерно соответствует усредненному составу нефти: $C = 85\%$, $H = 13\%$, $(O+N+S) = 2\%$, состав остаточного битумоида определяется по аналитическим данным, а исходного битумоида — из средней части глинистого пласта, где битумоид практически не затронут эмиграцией. Состав исходного битумоида можно рассчитать также путем графических построений на основании тенденции изменения состава битумоидов (или УВ) в катагенезе. Необходимые значения снимаются с графиков распределения β , УВ или элементного состава битумоидов с глубиной для интервала с одним уровнем катагенеза: центральная линия в полосах между минимальными и максимальными значениями параметров рассматривается как исходный сингенетичный битумоид.

Для различных нефтегазоносных бассейнов установлено, что перед началом главной фазы нефтеобразования (ГФН) значения $K_{эм}$ возрастают от 0,02–0,05 до 0,2, в ГЗН они достигают 0,5–0,6, а в более глубоких горизонтах — 0,8–0,9. В конце катагенеза остаются только следы микронепти ($K_{эм} = 0,9–0,95$).

Общее количество генерированных УВ, умноженное на соответствующий коэффициент эмиграции, позволяет рассчитать количество эмигрировавших УВ в расчете на массу органического вещества (это и есть реализованный потенциал), а умноженное на коэффициент аккумуляции — оценить прогнозные геологические ресурсы. Потери УВ при миграции и аккумуляции очень велики. Открытые запасы нефти составляют всего лишь 1–10% от количества генерированных УВ.

Поскольку нефть как сочетание (взаимный раствор) различных углеводородов и неуглеводородных компонентов чаще всего образуется после того, как в процессе *миграции* (перемещения) эти вещества образуют единое скопление, то слово «миграционная» для названия теории происхождения нефти — необходимая составная часть. Это название, по мнению Н.Б. Вассоевича, отражает связь как с осадочным процессом, так и с условиями формирования залежей нефти в результате миграции.

4.3. СОВРЕМЕННЫЕ КОНЦЕПЦИИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Теория нефтегазообразования за два с лишним века прошла сложный путь становления. Начиная с трудов М.В. Ломоносова (1763), предсказавшего «рождение оной бурой материи... из остатков растений под действием тепла Земли» (она именовалась «органической»), органическая теория господствовала до начала 60-х годов XX в. Развитие ее неразрывно связано с именами Н.И. Андрусова, А.П. Архангельского, В.И. Вернадского, И.М. Губкина, Г.П. Михайловского, В.В. Вебера, В.А. Соколова, Г. Гефера, А. Леворсена, Г. Потонье, П. Траска, А. Трейбса, С. Энглера и др.

К середине XX в. было доказано единство всех горючих полезных ископаемых: нефти, угля, газа, горючих сланцев; установлена генетическая связь нефти с ископаемым органическим веществом осадочных пород; разработаны критерии выделения нефтематеринских свит.

Широко распространенная в 40–50-е годы модель нефтеобразования, или «органическая» теория, рассматривала процесс

образования нефти как преимущественно механическое отжатие глинами битуминозных (липидных) компонентов, уже образовавшихся в живом веществе и диагенезе в процессе погружения и уплотнения этих глинистых нефтематеринских пород.

Созданная в начале 60-х и получившая широкое развитие во всем мире в 70–80-е годы термокаталитическая концепция образования нефти в своей основе имеет химические реакции, протекающие в сравнительно узком температурном интервале. Этот главный этап генерации УВ нефти органическим веществом был назван Н.Б. Вассоевичем главной фазой нефтеобразования (ГФН), а за рубежом — «нефтяным окном».

Н.Б. Вассоевич предложил именовать концепцию нефтеобразования *осадочно-миграционной теорией*, а не органической или биогенной. Нефть образуется *абиогенным* путем, но источником ее является ОВ, или кероген, захороненный в процессе осадконакопления. Его потенциал закладывается в живом веществе, формируется в диагенезе, реализуется в мезокатогенезе. Ход этого процесса определяется как внутренней структурой керогена, способом «упаковки» его основных элементов, так и внешними факторами: температурой, скоростью прогрева, строением нефтематеринской (НМ) толщи, определяющим эмиграцию образовавшихся продуктов, составом минеральной матрицы, влияющим на каталитические процессы, происходящие в керогене.

Поскольку *залежь* нефти как объект поиска формируется только в процессе миграции жидких УВ, то для названия теории происхождения нефти слово «миграционная» является необходимой составной частью. Это название, по мнению Н.Б. Вассоевича, отражает связь как с осадочным процессом, так и с условиями формирования залежей нефти в результате миграции.

Согласно разработанной концепции, нефть и газ — образования стадийные, образующиеся на определенных катагенетических уровнях преобразования, причем на каждом из них образуются УВ определенного состава. На рис. 4.2 приведены схемы вертикальной зональности образования углеводородов; кривые генерации жидких флюидов на представленных схемах в целом сходны и заметно отличаются лишь для максимума генерации УВ газов. На схеме Е.А. Рогозиной и С.Г. Неручева (см. рис. 4.2, I) резко выделяется пик газогенерации, отвечающий главной зоне газообразования (ГЗГ) (угли К—ПА), — верхний пик генерации газа почти не проявлен. Н.Б. Вассоевич с соавторами (1974) отмечает незначительный пик, соответствующий верхней катагенетической зоне газообразования; ниже выделяют пик газоконденсатов — на МК₅—АК₁ — ГЗГ. На схеме А.Э. Конторовича (рис. 4.2, IV) интенсивность газообразования в верхней зоне не

уступает ГЗГ, а для сапропелевого ОВ верхнее газообразование даже более интенсивное.

Согласно вертикальной зональности генерации углеводородов в разрезе осадочных бассейнов распределены и залежи УВ-флюидов. Без учета вертикальной миграции флюидов и их перетоков скопления УВ сверху вниз располагаются следующим образом (Вассоевич и др., 1967): в верхней части разреза (ПК₄—ПК₂) — небольшие залежи сухого газа; ниже (ПК₃—МК₁¹) — залежи нафтно-метановой нефти и полусухого газа, в газовых шапках — полужирный и жирный газ; с глубиной (МК₁² — МК₂) в нефтях возрастает содержание метановых УВ, твердых парафинов и легких ароматических УВ, в газовых шапках — жирный газ; ниже (МК₃) находятся залежи метаморфизованных, высокопарафинистых нефтей с повышенным содержанием нормальных алканов; еще ниже (МК₄) располагаются залежи газоконденсатов; в основании зоны МК — залежи сухого газа, еще ниже — только метан. В распределении залежей разного фазового состава УВ по вертикали отмечается сдвиг вверх примерно на половину градации относительно максимума генерации соответствующих флюидов.

Такое распределение залежей УВ свойственно только первичным, или сингенетичным, скоплениям, не претерпевшим значительных перемещений. В природе этот генетический ряд УВ-скоплений обычно нарушается за счет перетоков флюидов, состав первичных нефтей при этом претерпевает существенные изменения. В целом же для большинства бассейнов сохраняется зональность сверху вниз: газ—тяжелая нефть—легкая нефть—газоконденсат—газ. В отдельных случаях между нефтью и «верхним» газом появляются залежи «верхних» газоконденсатов. Нарушение указанной зональности может быть связано не только с перетоками и миграцией, а также с изменением состава исходного ОВ.

Таким образом, в конце 60-х годов в решении проблемы генезиса нефти произошел качественный скачок — была создана концепция о главных фазах нефте- и газообразования, в целом теория стадийности нефтегазообразования. Нефтегазообразование стало рассматриваться как историческое явление, тесно связанное с определенными стадиями эволюции осадочного бассейна. Было конкретизировано представление об очаге генерации УВ как естественно-природном объекте, определяющем в пространстве и времени возможность и масштабы нефтегазообразования. Эта концепция, созданная в конце 60-х годов Н.Б. Вассоевичем и развитая в работах Х.М. Акрамходжаева, С.Г. Неручева, Е.А. Рогозиной, Ю.И. Корчагиной, А.Э. Конторовича, А.А. Трофимука,

а за рубежом Д. Вельте, Б. Тиссо, Дж. Ханта и других ученых, подтвердилась на примере разновозрастных и разнофациальных толщ в многочисленных бассейнах мира. И если проблему исходного вещества для нефти и газа можно считать решенной на определенном уровне, то проблема механизма нефтегазообразования, являющаяся ключевой, требует уточнения и детализации.

С середины 80-х годов начинается новый этап в понимании и познании процессов нефтегазообразования. Он связан, с одной стороны, с совершенствованием методов изучения вещества, как органического, так и минерального, с другой стороны, с влиянием на нефтегеологическую науку вообще и на проблему нефтегазообразования в частности новых тектонических концепций.

С развитием геохимических исследований, с совершенствованием аналитических приемов, расширением диапазона изучаемых объектов, как региональных, так и вещественных, эта концепция усложнялась и «кривая нефтеобразования», предложенная Н.Б. Вассоевичем, приобретала все более сложную форму.

Динамика процессов нефтегазообразования для различных типов нефтематеринских пород неодинакова. Основные положения термokatалитической (генерационной) модели нефтеобразования и границы выделения ГФН были разработаны на примере терригенно-глинистых образований. В эту модель нечетко вписывались карбонатные толщи, на специфику процессов нефтеобразования в которых указывали Т.К. Баженова, В.В. Иванов, И.Б. Кулебакина, З.А. Мишунина и др.

Образование нефтей в протокатагенезе

Участие УВ ранней — протокатагенетической — генерации в нефтеобразовании уже давно признается многими исследователями. Остается дискуссионным вопрос о масштабах ранней генерации или формирования незрелых нефтей и возможности образования ими собственных промышленных скоплений.

В генеральной рассмотренной выше эмпирической модели подстадия протокатагенеза рассмотрена интегрально на уровне одной градации, а, как установлено на примере различных бассейнов мира, генерация протокатагенетических, или незрелых, нефтей изменяет интенсивность и динамику нефтеобразования в ГФН. Концепция протокатагенетического нефтеобразования рассмотрена на примере кремнистых толщ Тихоокеанского региона (Баженова, 1991). Установлены две группы незрелых нефтей. Первая группа включает нефти, генетически связанные с нормально-морскими, относительно глубоководными толщами,

содержащими бактериально-фитогенное ОВ. Это нефти биогенных силицитов Камчатки, Сахалина, Калифорнии, некоторые нефти доманикового горизонта Волго-Уральской области. Вторая группа объединяет незрелые нефти и конденсаты, генетически связанные с нефтематеринскими толщами, накопленными в континентальных обстановках и содержащими ОВ, обогащенное резинитом и экзинитом. В обеих группах выделяются нефти с высоким содержанием серы. В первой группе это некоторые нефти формации Монтерей (бассейн Санта-Мария), генерированные морским ОВ, но чрезвычайно обогащенным серой, — кероген П-S. В группе континентальных нефтей это нефти фаций гиперсоленых озер (например, нефти некоторых бассейнов Восточного Китая).

Особенностью всех незрелых нефтей является их обогащенность смолисто-асфальтовыми компонентами. В основном это тяжелые нефти, и если среди них встречаются нефти относительно легкие, как, например, нефти месторождения Окружное Восточного Сахалина, то содержание смолисто-асфальтовых компонентов в них достаточно высокое (до 24%). Исходное ОВ нефтематеринских кремнистых толщ Сахалина и Камчатки по генезису отвечает типично сапропелевому, но несколько отличается повышенным содержанием гетероэлементов и структурой. Такой состав обусловлен значительным вкладом бактериального ОВ, присутствие которого подтверждено соответствующими биомаркерами. Процессы деструкции подобного вещества будут протекать несколько иначе.

На примере многочисленных разрезов Сахалина и Камчатки было показано, что синбитумоиды кремнистых НМ толщ на ранних грациях катагенеза (до ПК₃) обогащены смолисто-асфальтовыми компонентами, резкое сокращение которых происходит к концу протокатагенеза. Источником УВ в протокатагенезе, очевидно, являются в основном смолисто-асфальтовые компоненты синбитумоидов. т.е. компоненты, содержащие гетероэлементы — кислород, серу, азот.

Опыты по термолizu различных фракций ОВ нефтематеринской толщи Восточного Сахалина — пиленгской свиты — показали, что эти нефти, так же как УВ битумоидов пиленгской свиты, генетически не связаны с керогеном, точнее, с теми структурными элементами керогена, которые сформировались к среднему протокатагенезу. Образование этих флюидов происходило прежде всего за счет растворимого смолисто-асфальтового комплекса, обогащенного кислыми компонентами. Этот комплекс содержит в значительном количестве гетероэлементы. В диагене-

зе гетероэлементы частично, в зависимости от структуры молекулярного веса и способа упаковки, или попадают в растворимую часть ОВ — битумоиды, или по большей части участвуют в формировании керогена, при этом в значительной степени разрыхляют его структуру.

Количественный расчет расхода продуктов, образовавшихся в протокатагенезе, проведенный с использованием результатов экспериментов Р. Исиватари, показал, что смолисто-асфальтеновый (липидный) комплекс на образование летучих расходует 15% и жидких, главным образом УВ, — 70% своей массы; кероген на производство УВ на этом этапе расходует всего 5–6%, а летучих — 20% своей массы, т.е. количество образовавшейся в протокатагенезе нефти определяется долей липидов в исходном ОВ.

Уходу новообразованных жидких продуктов из непосредственного очага генерации, а также миграции внутри НМ толщи способствует огромное количество летучих компонентов (воды и двуокиси углерода), генерированных одновременно с жидкими УВ. Образование УВ из твердых компонентов ОВ (керогена и/или асфальтена) идет ступенчато с формированием жидкого гетероатомно-углеводородного продукта, который в свою очередь генерирует жидкие УВ и(или) остается неизменным, образуя залежи незрелых асфальтов. По мнению Дж. Ханта, 40% залежей асфальтов, известных в мире, образовались в диагенезе (протокатагенезе).

Таким образом, образование УВ в протокатагенезе в ощутимых количествах или формирование незрелых нефтей происходит в толщах, содержащих ОВ, изначально обогащенное липидными (битуминозными) компонентами, содержащими в повышенных концентрациях гетероэлементы. В кайнозойских кремнистых толщах это бактериально-фитогенное ОВ со значительной долей битуминозных компонентов, образовавшихся из липидов запасных веществ фитопланктона и бактериальных липидов. «Ранние» нефти будут генерироваться в значительных количествах далеко не любым ОВ, а только тем, в структуре которого заложены предпосылки «ранней генерации». Формирование промышленных залежей собственной протокатагенетической нефти возможно при небольших миграционных потерях, т.е. при близости коллектора. Наиболее благоприятной ситуацией является совмещение нефтематеринских и коллекторских свойств, т.е. формирование залежей аутигенных нефтей.

Нефтеобразование в угленосных толщах

Последние десятилетия ознаменовались новыми открытиями месторождений нефти в континентальных угленосных толщах. Такие бассейны с преимущественно континентальным выполнением широко распространены в Китае, Австралии, Юго-Восточной Азии. На более жесткие условия проявления ГФН в толщах с гумусовым типом ОВ обратил внимание еще Н.Б. Вассоевич. Известна и альтернативная точка зрения для континентального ОВ, обогащенного экзинитом и резинитом (бассейн Маккензи в Канаде, Махакам-дельта в Индонезии). До сих пор остается дискуссионным и недостаточно разработанным вопрос о возможности генерации жидких УВ в угленосных толщах. Наиболее распространена точка зрения, что генерировать нефть может не весь уголь, а только его липоидные компоненты — воски, коровые ткани, споры, пыльца, кутикула, смоляные тела и др. Некоторые исследователи полагают, что и витринит, и даже инертинит могут участвовать в генерации жидких УВ.

Нефте- и нафтидопроявления известны в угольных бассейнах различного возраста, так же как и в нефтегазоносных бассейнах часто присутствуют угольные пласты. Большую работу по сбору и анализу этих данных провели М.В. и А.М. Голицины. Они, например, подчеркивают, что Западная Сибирь представляет собой не только крупнейший нефтегазоносный мегабассейн, но и крупнейший угольный бассейн с углями позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Наиболее угленасыщенна юрская тюменская свита и меловые — танопчинская и покурская свиты.

Мезозойские угли сложены гумусовым и сапропелево-гумусовым ОВ с повышенным содержанием компонентов групп витринита и лейптинита. Юрские угли (тюменская свита) характеризуются повышенным содержанием водорода (до 7,3%), что свидетельствует о повышенном содержании в них микрокомпонентов группы лейптинита. Это позволяет предположить, что эти угли могут генерировать не только газообразные, но и жидкие УВ.

Проявления нефти, вязких и твердых нафтидов отмечены во многих угленосных бассейнах: Донецком, Карагандинском, Ленском, Таймырском, Печорском, Львовско-Волинском, Кизилевском и др. Особенно широко распространены нефтепроявления в Кузнецком угольном бассейне. Для северных районов Кузбасса, где развиты малометаморфизованные угли марок Д и Г (МК₁ и МК₂), характерно наличие нефтей смолисто-асфальтеновых, нафтенных, с малым количеством парафинов.

В южных районах бассейна, где развиты более метаморфизованные угли, появляются метановые высокопарафинистые нефти с малым содержанием смол и полным отсутствием асфальтенов. Более напряженные термодинамические условия способствовали здесь метанизации нефти.

В газах Кузнецкого угольного бассейна повышенные концентрации тяжелых УВ (этана до 30%, пропана 8–22%, бутана 5–7%) отмечаются в области распространения газовых и жирных углей. В районах развития углей марок К, ОС и Т содержание тяжелых УВ не превышает 1–2%, хотя иногда и увеличивается в зонах тектонических нарушений.

Максимумы содержания тяжелых УВ в угольных газах совпадают с площадями развития нефтепроявлений в пластах угля в зонах нарушений.

В целом нефти угольных бассейнов высокопарафинистые, а угли, с которыми пространственно и генетически связаны нефти, характеризуются повышенным содержанием лейптиновых компонентов (5–35%). Интересные исследования по возможной нефтегенерации гумусовыми углями, бедными лейптинитом, проведены по австралийским бассейнам Купер и Боуэн. Пермское ОВ в них имеет явно континентальный генезис, оно представлено здесь в основном группой инертинита (до 80%). В то же время бассейн Купер содержит не только заметные ресурсы газа, но и несколько мелких нефтяных месторождений. Расчет содержания ОВ в породе с учетом только компонентов групп витринита (0,15–0,35%) и лейптинита (1,5–2,5%) с учетом группы инертинита привел Б. Томаса и М. Смита к выводу, что и инертинит участвует в генерации не только газообразных, но и жидких УВ.

Экспериментальные исследования генерационной способности различных микрокомпонентов углей позволили Д. Мурчисону установить следующую последовательность генерации флюидов.

Первым, еще на ранней стадии (протокатагенез), при температуре 40–60 °С в процесс генерации вступает инертинит и генерирует метан и легкие УВ. С переходом в каменноугольную стадию инертинит генерирует лишь газ. Группа витринита прекращает генерацию тяжелых УВ при температуре 80–100 °С (стадия МК₁–МК₂). Замыкают этот ряд липоидные компоненты, которые дают максимум генерации тяжелых УВ при температуре 110–140 °С (МК₃–МК₄).

Практический интерес с точки зрения генерации жидких УВ, очевидно, имеют только угли, обогащенные водородом, какими прежде всего являются угли с повышенным содержанием лейптинитовых компонентов. При этом необходимо учитывать и повышенную сорбционную способность углей, затрудняющих

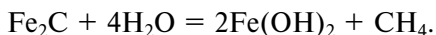
эмиграцию УВ, и несравненно более низкие значения коэффициентов эмиграции жидких УВ. В то же время газы, генерируемые углем на разных этапах их преобразования, являются прекрасными агентами эмиграции и переноса флюидов в вышележащие толщи.

Неорганические концепции происхождения нефти

Происхождение нефти, как и происхождение жизни, является фундаментальной проблемой естествознания и останется таковой, видимо, и в XXI в. Как только нефть стала известна человечеству, появились попытки объяснить ее происхождение. Начиная с А. Гумбольдта (начало XVIII в.), основным доводом в пользу неорганического происхождения нефти было обнаружение углеводородов в продуктах деятельности вулканов. До середины XIX в. использовалась только нефть естественных выходов, распространение их пространственно тяготело к областям тектонически активным — Средиземноморью, Венесуэле, Калифорнии. Поэтому нефтепроявления и соответственно генезис нефти стихийно связывались с эндогенными процессами, т.е. «неорганики» появились ранее сторонников органического происхождения нефти.

Научные концепции неорганического происхождения нефти возникли во второй половине XIX в. К этому времени относятся успешные эксперименты по неорганическому синтезу сложных органических соединений, в том числе углеводородистых соединений (М. Бергто, С. Клоец), позволившие высказать идею о минеральном синтезе нефти.

Д.И. Менделеев в 1877 г. выдвинул концепцию минерального образования нефти (*карбидная гипотеза*), которая получила широкое распространение прежде всего благодаря авторитету выдающегося химика, хотя сам автор подчеркивал гипотетичность этой концепции. Суть «карбидной гипотезы» Д.И. Менделеева сводится к тому, что нефть может образовываться в глубоких недрах Земли в результате действия воды на углеродистые металлы-карбиды согласно реакции



Д.И. Менделеевым была сделана попытка получить нефть согласно этой реакции экспериментальным путем. Он обрабатывал белый зеркальный чугунок соляной кислотой и получал бурую пахучую жидкость, напоминающую нефть. Д.И. Менделеев описал химизм процесса, который происходит при взаимодействии углеродистого железа с водой. Основываясь на сходстве реакций этого соединения с кислотой (HCl) при нормальной температуре,

а также с водой при накаливании, он подчеркивает, что в обоих случаях выделяется водород; с железом соединяется либо галоген, либо кислород, а водород соединяется с углеродом, образуя углеводороды. Причем в зависимости от соотношения реагирующих компонентов могут образовываться углеводороды разного состава:



Присутствие карбидов металлов в глубоких недрах Земли Д.И. Менделеев предполагал на основании обнаружения их в метеоритах.

В 1877 г., когда была высказана эта гипотеза, был известен всего один природный карбид металла — когенит — карбид железа, открытый в веществе метеоритов и затем обнаруженный вместе с самородным железом в составе базальтоидов на Земле. Немногим позже, также в метеоритах, был открыт карбид кремния — муассанит (SiC), найденный впоследствии на Земле. За прошедшие вслед за этим более чем 100 лет число карбидов металлов возросло незначительно, и сейчас их известно всего 5. Карбиды, за исключением SiC , до сих пор не обнаружены в составе ксенолитов, выносимых с больших глубин. Поэтому предположение о широком распространении карбидов в глубоких слоях в настоящее время нет оснований подтверждать или опровергать.

В 1889 г. профессором В.Д. Соколовым была выдвинута гипотеза «о космическом происхождении нефти». Автор обратил внимание на присутствие углеводородов в метеоритах, хвостах комет и других космических телах. В.Д. Соколов полагал, что нефть представляет собой продукт синтеза элементов — углерода и водорода — на ранней стадии существования Земли и других планет, когда протовещество планет существовало в газовой фазе. В процессе охлаждения этого вещества УВ поглощались магмой, а впоследствии выделялись (и выделяются) в виде эманации, образуя залежи в благоприятных для скопления участках земной коры.

В 50–60-е годы гипотезы неорганического образования нефти разрабатывалась в двух научных центрах — в Ленинграде во ВНИГРИ (Н.А. Кудрявцев, Н.С. Бескровный) и на Украине во Львове (Г.Н. Доленко, Э.Б. Чекалюк, И.В. Гринберг и др.). Ведущую роль в формировании месторождений нефти Н.А. Кудрявцев придавал глубинным разломам. Что касается механизма образования нефти, то он допускал различные пути ее генезиса — согласно карбидной гипотезе Д.И. Менделеева, путем синтеза окиси углерода и водорода, а также синтезом простых углеводородных радикалов (CH , CH_2 , CH_3), выделяющихся последовательно из магмы при ее охлаждении. Н.А. Кудрявцев отдавал предпочтение

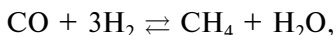
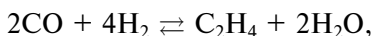
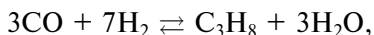
последнему пути, полагая, что в силу высокой реакционной способности радикалы легко вступают в реакции, образуя углеводороды разного состава и строения.

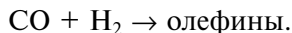
Взгляды Н.А. Кудрявцева на образование нефти из углеводородных радикалов развивал И.В. Гринберг, который тоже считал УВ-радикалы основными исходными «кирпичиками» при образовании нефти. Эти радикалы (CH , CH_2 , CH_3), согласно концепции И.В. Гринберга, образуются при процессах деструкции карбонатов и воды при высоких температурах (более 700°C) в верхней мантии и(или) глубоких зонах земной коры в вакуумных реакционных ловушках, формирующихся в узлах пересечения глубинных разломов. В зависимости от соотношения метильных и метиленовых групп формируются нефти разного состава: при избытке метильных групп — алканы, при преобладании метиленовых — цикланы, арены формируются при наличии кроме метила и метилена свободного углерода.

Э.Б. Чекалюк полагал, что нефть образуется в условиях высоких температур (выше 1200°C) и давлений в астеносферном слое, где углеводороды находятся в термодинамически уравновешенном состоянии, т.е. он рассматривал углеводороды как высокотемпературный продукт, возникающий в результате восстановления воды и уголекислоты в присутствии окислов железа.

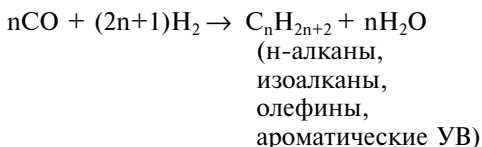
Высокотемпературное образование нефти критиковали сами «неорганики». Так, Л.Н. Капченко (1963 г.), вскоре перешедший в «органики», много занимавшийся термодинамическим и термохимическим синтезом УВ, пришел к выводу, что синтез УВ начинается при достижении надкритическим флюидом температур $500\text{--}600^\circ\text{C}$, но наиболее интенсивно, вероятно, протекает при более низких температурах — $200\text{--}400^\circ\text{C}$, что отвечает уже этапу гидротермальной деятельности.

Сторонники абиогенного генезиса нефти объясняют ее образование согласно реакции Фишера—Тропша (эта реакция впервые была предложена русским химиком Н.А. Орловым). Каталитический синтез углеводородов из окислов углерода и водорода давно освоен химической промышленностью. Его осуществляют при температурах $150\text{--}300^\circ\text{C}$, в качестве катализаторов используют кобальт, никель, платину и элементы VIII группы, нанесенные на носители (алюмосиликаты, диатомиты и др). Образование УВ происходит согласно реакциям





Общий вид реакции Фишера—Тропша:



Жесткие термобарические условия, катализатор — металлы VIII группы в восстановленном виде, строгое соотношение компонентов

Согласно реакции Фишера—Тропша, при разных условиях могут быть образованы н-алканы, олефины, в незначительных количествах — изоалканы и ароматические УВ, но ни изопреноиды, ни нафтенy, широко распространенные во всех природных нефтях, таким путем синтезированы не были.

В природе встречаются указанные металлы и алюмосиликаты, в природных газах присутствуют водород и окислы углерода, источником водорода может быть и вода, т.е. теоретически синтез УВ в природных условиях по реакции Фишера—Тропша возможен. Правда, природные газовые смеси далеки от необходимых для образования УВ стехиометрических соотношений, кроме того, смеси могут содержать примеси, например, сернистых и азотистых соединений, являющихся ядами для металлических катализаторов синтеза УВ. Таким образом, образование УВ путем синтеза СО и Н₂ протекает на чистых катализаторах (кобальт, никель, палладий и другие металлы VIII группы) в восстановленном виде при повышенных температурах и давлениях, а главное, для этого необходимо строго нормированное соотношение компонентов системы, что в природных условиях вряд ли имеет место.

В пользу доказательства эндогенного происхождения УВ природных газов часто используется повышенная концентрация в них гелия и водорода, хотя их присутствие еще не является показателем глубинного источника. Для установления связей газов с конкретными источниками необходимы четкие генетические метки в самих газах. В качестве критериев генезиса газов часто используется их изотопный состав. В табл. 4.3 приведены изотопные характеристики, присущие газам земной коры и мантии. Как видно, приведенные значения для большинства газов неоднозначны.

Единственным газом, изотопный состав которого в мантийном и коровом резервуарах резко различен, является гелий. Содержание ³He в современном мантийном гелии в 1000 раз больше, чем в чисто радиогенном, коровом. В качестве индикатора мантийной компоненты в подземных флюидах используется отношение концентраций ³He/⁴He, обозначаемое буквой R. В ко-

ровом радиогенном гелии $R = 10^{-8}$, а в объектах, связанных с дегазацией мантии, $R = 10^{-5}$.

Наличие ювенильной примеси гелия позволяет оценить и возможную долю углеродсодержащих газов, и прежде всего метана, мантийного генезиса. Эта оценка была проведена двумя независимыми способами: Э.М. Прасоловым, И.Н. Тостихиным (1987) на основе фактических данных и Б.Г. Поляком с соавт. (1996) расчетным способом, основанным на балансе этих газов в «недиссипирующей» атмосфере. Установлено, что в современной мантии соотношение $\text{CH}_4/^3\text{He} = 10^6$.

Таблица 4.3

Изотопный состав газов коры и верхней мантии (Прасолов, 1988)

Изотопный показатель	Кора	Мантия
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} \text{‰}$	—80...—10	—10 (более 35 опр.)
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_6} \text{‰}$	—60...—10	—10 (более 30 опр.)
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} \text{‰}$	—25...+5	—7
$\delta^{13}\text{C}_{\text{N}_2} \text{‰}$	—20...+20	—2...+2
$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ рад.	2—100	0,8—1,0
$^4\text{He}/^{36}\text{Ar}$	$3 \cdot 10^2$ — 10^5	10^4
$^3\text{He}/^4\text{He}$	$(1-4) \cdot 10^{-8}$	$(0,9-1,5) \cdot 10^{-5}$

Характер распределения этого отношения в газах вулканических областей показывает, что только в некоторых образцах природных газов Камчатки доля мантийных флюидов составляет первые проценты, в подавляющем же числе образцов, в том числе и в газах формации зеленых туфов Японии, они составляют 0,1—0,001%. Сходная картина соотношения концентраций метана и изотопов гелия отмечена и для газов грязевых вулканов России (рис. 4.3). Даже в наиболее обогащенных мантийным флюидом образцах, т.е. газах вулканов Восточной Грузии и Сахалина, их доля не превышает сотых долей процента, в подавляющем большинстве случаев она ниже 0,0001%. Б.Г. Поляк с соавт. приводят данные о характере распределения соотношения $\text{CH}_4/^3\text{He}$ в газах нефтяных и газовых месторождений разных регионов мира. Независимо от возраста и состава коллектора в газах нефтяных и газовых месторождений это отношение на пять-шесть порядков выше, что указывает на преобладание в них метана немантийных источников, т.е. мантийная составляющая изменяется от 0,01 до 0,00001% (Поляк и др., 1996).

Неорганические концепции происхождения нефти существуют до настоящего времени. Интерес к ним понятен. С точки зре-

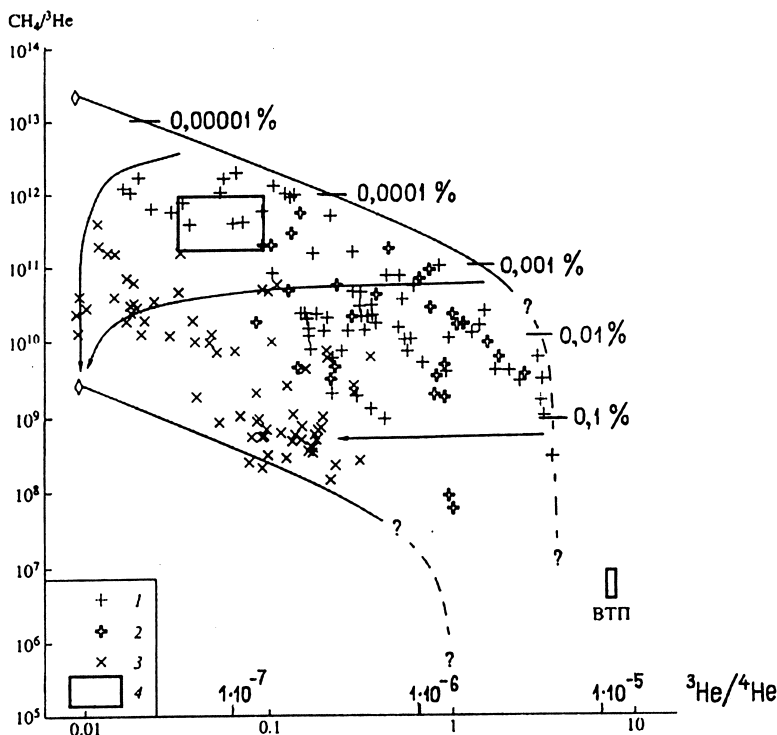


Рис. 4.3. Соотношение концентраций метана и изотопов гелия в залежах природного газа разных районов мира и эманациях грязевых вулканов Керченско-Таманской области: 1—3 — возраст коллекторов газовых залежей: кайнозойский (1), мезозойский (2), палеозойский (3); 4 — поле фигуративных точек грязевых вулканов; ВТП — то же гидротермальных флюидов Восточно-Тихоокеанского поднятия (по Б.Г. Поляку)

ния биогенного исходного вещества нефти ресурсы нефти и газа на Земле определяются ОВ осадочных пород, и поэтому они исчерпаются в не таком далеком будущем. Смириться с этим трудно, и хотелось бы найти их источник более «надежный» и длительного действия, каковым и представляется мантия. В пользу своей концепции «неорганики» приводят доводы, какие, по их мнению, биогенная теория не может объяснить. К числу таких фактов относятся: неравномерность распределения на Земле ресурсов нефти и газа; существование супергигантских скоплений УВ-сырья; приуроченность многих месторождений к разрывным нарушениям; наличие залежей нефти и газа в изверженных породах; присутствие углеводородных газов, главным образом метана, в вулканических эманациях, изверженных породах фундамента;

повышенная металлоносность твердых нафтидов, обогащенность их ураном, редкими и редкоземельными элементами; возможность экспериментального абиогенного синтеза углеводов; обнаружение жидкой нефти и твердых нафтидов в гидротермальных системах спрединговых зон океанов (таких нефтепроявлений известно более 100).

Кратко рассмотрев «неорганические» гипотезы происхождения нефти, следует отметить их слабую аргументированность. С позиций неорганического генезиса нефти нельзя объяснить характер распределения десятков тысяч месторождений нефти и газа, приуроченных к осадочным бассейнам, генетическую связь нефти с ОВ нефтегазоматеринских пород, доказанную на сотнях тысяч объектов разного возраста от докембрия до неогена.

Открытие бактериальной жизни в высокотемпературных гидротермах и биопродуктов жизнедеятельности бактерий в рудах глубоких зон океана значительно расширяет «сферу жизни». Бактериосфера — основа жизни на Земле; за счет нее биосфера увеличивается не только во времени, но и в пространстве, что, естественно, расширяет и возможности биогенного нефтегазообразования.

Неопровержимым доказательством биогенного генезиса нефти в осадочных породах является ее молекулярный состав. Обнаружение в нефти и продуктах ее природного преобразования биохимических меток — хемофоссилий или биомаркеров, начиная с порфиринов, открытых А. Трейбсом (1934), позволило установить генетическую связь соединений нефти с определенными группами живого вещества. Ограниченное количество изомеров УВ в нефти (следствие избирательного накопления их в живых организмах), оптическая активность нефтей, отражающая хиральную чистоту биологических систем, — эти свойства нефти являются бесспорным свидетельством ее генетической связи с биогенным веществом. Исходное вещество нефти независимо от источника углерода — эндогенного, космического, биогенного — в своей предыстории обязательно должно пройти через «жизнь».

Современная концепция нефтегазообразования

В последнее время к вопросу о механизме нефтегазообразования стало возможно подойти с позиций общих законов трансформации горных пород при их нагреве, происходящем в процессе погружения. Теоретической основой для новых взглядов послужили идеи о саморазвитии и самоорганизации открытых неравновесных систем, разрабатываемые И.Р. Пригожиным, а

применительно к геологии — Ю.М. Пушаровским (Пушаровский, 1995; Соколов, 1994).

Сущность подхода заключается в трех положениях: 1) вертикальная тектонико-петрологическая расслоенность литосферы и верхней мантии, выражающаяся в чередовании зон уплотнения и разуплотнения; 2) разуплотненные зоны представляют собой вместилища природных породных растворов и расплавов (ППРР); 3) флюиды, насыщающие зоны разуплотнения, при нагреве могут расширяться. Общепринятой теории возникновения зон разуплотнения в земной коре пока не существует. Наиболее популярна концепция дефлюидизации. При погружении и нарастании температуры происходит трансформация физических свойств минералов и горных пород. Одни минералы переходят в другие, при этом их наименее связанные компоненты вытесняются из структуры минералов. Другими словами, происходит потеря летучих компонентов, которые включают прежде всего воду, а также углекислоту, жидкие углеводороды, различные газы. Происходит так называемая дегидратация или дефлюидизация пород, за счет которой создаются зоны разуплотнения, насыщения растворами.

Из этого следует: 1) нефть и газ, объединяемые понятием углеводородного раствора (УВР), есть не что иное, как тривиальный вариант сравнительно низкотемпературной дефлюидизации осадочных пород, обогащенных ОВ; 2) саморазвитие осадочного бассейна, испытывающего интенсивное погружение, приводит к интенсификации системы восходящих тепловых потоков, активизирующих процессы нефтегазообразования во всем бассейне. Чем интенсивнее прогибание, тем выше уровень реализации нефтематеринского потенциала, накопленного данным бассейном.

Нефтегазоматеринский потенциал создается еще в живом веществе и формируется в диагенетический этап формирования НМ-пород. Повсеместное распространение УВ в стратисфере дало основание для выделения углеводородной сферы Земли (увосфера). Увосфера, как и биосфера, и подземная гидросфера, не имеет четких ограничений, а располагается в виде углеводородных растворов в трещинно-поровом пространстве верхней части литосферы, образованной осадочными, метаморфическими и частично магматическими породами. Мощность увосферы зависит как от физико-химических условий сохранения УВ, так и от глубинного интервала существования в литосфере трещинно-порового пространства.

Таким образом, увосфера Земли представляет собой прерывисто-непрерывную среду преимущественно в осадочной части земной коры с переменчивой мощностью от нескольких

сотен метров до 15 км и более, характеризующуюся неодинаковой концентрацией УВ-растворов в различных ее частях.

Характерная черта увосферы — постоянное ее обновление. На смену разрушающимся соединениям и скоплениям в процессе эволюции земной коры приходят все новые и новые порции УВ, вновь образующие скопления.

Увосфера возникла на ранних стадиях существования Земли одновременно с появлением биосферы, видимо, около 3,5 млрд лет назад, т.е. в раннем архее, и является результатом взаимодействия биосферы, гидросферы, литосферы и верхних оболочек мантии. Приуроченность нефти и газа к осадочным образованиям стратисферы является первым доказательством нефтеобразования за счет погребенной биосферы. Второе доказательство преемственности вещества нефти от былых биосфер связано с достоверными геохимическими свидетельствами биогенной природы нефти. Биогеохимия нефти свидетельствует о том, что структурные и концентрационные характеристики, присущие хеомофоссилиям нефти, не случайны, а отражают типы биогенных предшественников и процессы их трансформации в соединения нефти. Достоверная генетическая информация о липидах и липоидах организмов палеобиоценозов как источниках вещества нефти, сохраненная молекулами-биомаркерами в составе нефти, создала основу биогеохимических реконструкций нефтеобразования.

Реконструкция химизма нефтеобразования свидетельствует о многоступенчатости природных процессов преобразования исходного биогенного материала в нефть. Нефтеобразование реализуется как ветвь ярко выраженной тенденции образования УВ в геохимической трансформации разных компонентов ОВ, и прежде всего продуктов липидно-липоидного генезиса.

Нефтегазообразование следует рассматривать как саморазвивающийся процесс, сопровождающий осадочное породообразование и находящийся в тесной связи с развитием биосферы. Эта связь проявляется на протяжении всего круговорота органического углерода в цепи биосфера—увосфера—биосфера, который можно представить в виде многокольцевой спирали (рис. 4.4).

Каждое кольцо отвечает определенному этапу трансформации ОВ, происходящему по принципу «порядок—беспорядок—порядок». Этот принцип выражается чередованием процессов деструкции и синтеза, протекающих под действием запасенной органическими соединениями при их биосинтезе «биологической» энергии и внешней тепловой энергии, соотношение которых определяет типы химических преобразований ОВ.

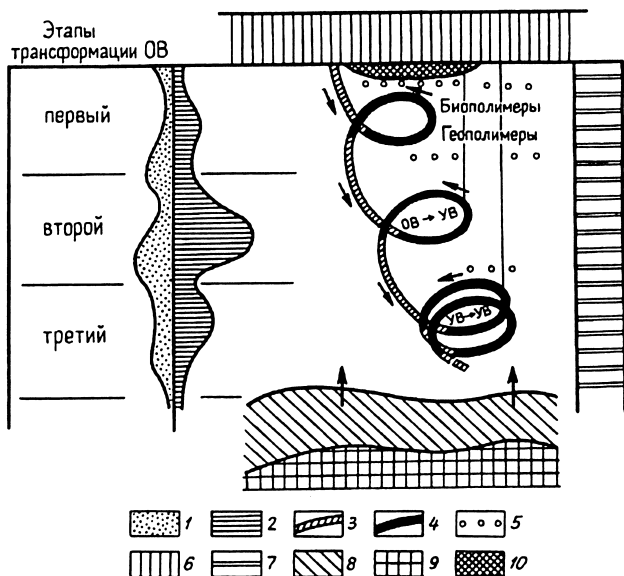


Рис. 4.4. Схема круговорота $C_{орг}$ в системе биосфера—углеводородная сфера—биосфера: 1 — газ; 2 — нефть; 3, 4 — стадии: 3 — деструкционная, 4 — синтеза; 5 — флюиды; 6 — биосфера; 7 — увосфера; 8 — породы фундамента; 9 — верхняя мантия; 10 — газогидраты; стрелки — направление процесса (движения) флюида

На первом этапе в условиях седиментогенеза и диагенеза имеют место биодеструкция основных групп биополимеров (жиров, белков, углеводов, лигнина) и геосинтез из продуктов их деструкции разного типа геополимеров, накапливающихся в осадке и формирующих кероген осадочных пород. Генерирующиеся на этом этапе углеводородные газы уходят главным образом в гидросферу или в атмосферу.

Второй этап, протекающий в условиях катагенетической трансформации осадочных пород, характеризуется процессами термодеструкции геополимеров и термокаталитического синтеза нефтяных и газовых УВ из фрагментов липидных и изопреноидных соединений, высвобождающихся из керогеновой формы рассеянного ОР. Миграционноспособные жидкие и газовые УВ, удаляясь из материнской породы, образуют углеводородные растворы, которые могут концентрироваться в виде скоплений нефти и газа. Именно на этом этапе реализуются главные фазы нефте- и газообразования, отвечающие за реальную нефтегазоносность осадочных бассейнов. На третьем и последующих этапах продуктами уже значительно истощенного ОР являются газы.

Суммируя сказанное, можно утверждать, что нефть и газ в осадочных бассейнах возникают в результате взаимодействия двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков. Один из них связан с погружением и катагенетическим преобразованием пород и рассеянного в них ОВ — продуктов жизнедеятельности биосферы, а другой — с подъемом конвективно-кондуктивного теплового потока, осуществляющего тепломассоперенос из недр Земли к ее поверхности. Нефтеобразование — саморазвивающийся автоколебательный процесс, контролируемый рядом объединенных в пространстве и во времени факторов, как экзогенных, так и эндогенных.

ГЛАВА 5

МИГРАЦИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Процессы перемещения (миграции) подвижных веществ (флюидов) в недрах еще не полностью изучены. Это очень важный вопрос, так как в результате миграции возникают скопления, залежи и месторождения углеводородов, некоторые из которых по своим масштабам порядка 10–12 млрд т нефти или триллионов кубометров газа поражают наше воображение. Основное внимание при изучении этой важной проблемы следует обратить на время начала и длительность миграции, способы и формы миграции, их масштабы в земной коре, физико-химические особенности миграции.

В большинстве случаев нефть, составляющие ее углеводороды и другие соединения, а также углеводородные газы генерированы не в тех породах, в которых находятся их скопления, поэтому всегда возникает вопрос, как они переместились из материнских пород в породы-коллекторы, слагающие природные резервуары. Этот процесс очень сложный, и далеко не все исследователи считают, что он происходит в природе в широких масштабах. Перемещение микронепти внутри нефтематеринской толщи и уход из нее в природные резервуары называется *первичной миграцией*. Процесс перехода флюида из НМ-толщи в коллектор называется *эмиграцией* (некоторые исследователи используют термин «эвакуация»). В отдельных случаях сами материнские породы в результате литогенетических процессов приобретают достаточно высокие фильтрационно-емкостные свойства (ФЭС), что позволяет содержать нефть и газ и отдавать их при разработке. В этом случае углеводороды, по-видимому, испытывают лишь минимальные перемещения.

5.1. ПЕРВИЧНАЯ МИГРАЦИЯ

Наиболее сложные вопросы связаны с первичной миграцией углеводородов из материнских пород, особенно с причинами начала этого движения. Исходное вещество (кероген), присутствующее в материнских породах как в дисперсной, так и в концентрированной форме, является источником основной массы углеводородных соединений. Для преобразования ОВ требуется

энергия, частично заключенная в самих осадках и органическом веществе. В основном же повышение энергетического уровня происходит при погружении пород и росте температур в осадочном бассейне.

И.М. Губкин представлял первичную миграцию как вынос нефти из материнских пород водой в виде мельчайших капелек. Конечно, это очень трудно себе представить, если материнскими породами являются очень тонкопористые глины, из которых даже при очень большом давлении нефть трудно выжать. Тем не менее перемещение углеводородов все же происходит. При рассмотрении возможностей первичной миграции наибольшее внимание исследователями уделяется гипотезе о выносе углеводородов в виде растворов.

Растворимость углеводородов и нефтей

Исследованием молекулярной растворимости углеводородов и нефтей в воде занимались А.Н. Гусева, Е.Н. Парнов, Л. Прайс и др. В работах Л. Прайса анализировалась растворимость углеводородов и нефтей при температурах до 400 °С и давлениях до 200 МПа. При поверхностных условиях давления и температуры 20–25 °С жидкие углеводороды слабо растворяются в воде. Наибольшую растворимость (от 150 до 1700 мг/л) имеют арены, а наименьшую (24–62 мг/л) — н-алканы. Цикланы занимают промежуточное положение. Растворимость некоторых углеводородов (в мг/л) следующая: метан — 24,4; этан — 60,4; пропан — 62,4; н-бутан — 61,4; изобутан — 48,9; н-пентан — 38,5; изопентан — 48,8. Растворимость жидких углеводородов уменьшается с увеличением их молекулярной массы. Растворимость н-октана при обычных условиях составляет 0,66, а н-нонана — 0,122 мг/л. Особенно резкое уменьшение растворимости н-алканов наблюдается начиная с н-декана. При росте температуры растворимость алканов в воде возрастает, особенно в интервале 130–150 °С (рис. 5.1). Растворимость у н-парафинов растет больше, чем у ароматических углеводородов. Из кривых на рис. 5.2 следует, что относительная растворимость плохо растворимых в воде углеводородов с большей молекулярной массой увеличивается с ростом температуры значительно сильнее, чем углеводородов с меньшей мо-

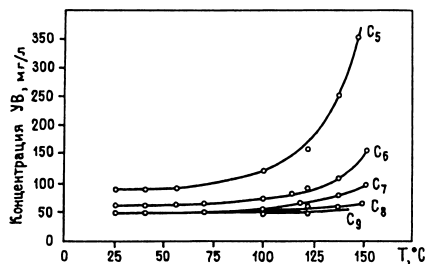


Рис. 5.1. Растворимость алкановых углеводородов в воде

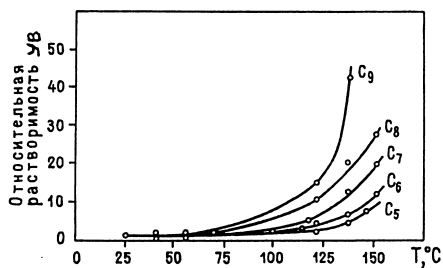


Рис. 5.2. Относительная растворимость углеводородов с различной молекулярной массой в воде с ростом температуры

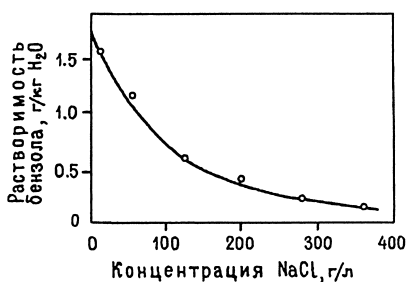


Рис. 5.3. Изменение растворимости бензола в воде при изменении ее минерализации

лекулярной массой. Возрастание давления несколько уменьшает растворимость. Различные компоненты, находящиеся в нефтях (смолисто-асфальтеновые соединения, нафтеновые кислоты и др.), растворяются в воде пропорционально их содержанию и в зависимости от соотношения индивидуальных растворимостей.

Влияние концентрации солей в воде имеет обратную зависимость: при повышении минерализации растворимость будет падать. Изменение (снижение) растворимости бензола в пластовых водах различной минерализации при температуре 25 °C и нормальном давлении показана на рис. 5.3.

Присутствие в воде растворенного газа также влияет на растворимость в ней углеводородов. Влияние газа зависит от степени насыщения им воды, состава газа, температуры и характеристики самого растворяющегося углеводорода. Судя по имеющимся данным, насыщение газом оказывает отрицательное воздействие на растворимость углеводородов до 180 °C и положительное при более высоких температурах. О влиянии состава газов можно судить из опытов с различными газами. Отрицательное влияние газов на растворимость в воде жидких углеводородов при температурах до 150 °C увеличивается в ряду азот—метан—этан—углекислый газ—пропан.

Л. Прайсом было исследовано влияние насыщения воды углекислым газом на растворимость в ней различных фракций нефти при температурах до 350 °C и давлении до 150 МПа. Это влияние зависело от углеводородного состава фракции и температуры. При температурах ниже 250 °C присутствие углекислого газа в воде снижало растворимость углеводородов от C₁ до C₁₀, а при более высоких температурах увеличивало. Растворимость фракции с углеводородами C₁₀—C₁₅ при температурах ниже 180 °C уменьшалась в присутствии CO₂, но эффект был намного меньшим, чем

для предыдущей фракции. При температуре выше 250 °С влияние CO_2 на растворимость углеводородов фракции C_{10} – C_{15} все более и более усиливается. Растворимость углеводородов фракции C_{24} – C_{34} увеличивается в присутствии углекислого газа при всех температурах от 100 до 400 °С. Различное влияние газа при высоких температурах на растворимость в воде компонентов нефти разной молекулярной массы может сильно изменять состав растворяющихся в воде смесей углеводородов.

Величина концентрации растворенных углеводородов, выделяющихся из материнских отложений в свободной воде, по разным данным, сильно колеблется. Существенное значение имеет не только температура. По-видимому, важно, в каком виде подходит вода к границе перехода от материнской толщи к коллектору. Если это только что оторвавшаяся связанная вода, обладающая повышенной растворяющей способностью, она приносит больше углеводородов. Вода, находящаяся уже какое-то время в свободном состоянии, несет меньше растворенных углеводородов. При переходе геохимического барьера на рубеже материнская порода — коллектор молекулярный водный раствор углеводородов попадает в новые условия (из более восстановительных в менее восстановительные или даже в слабоокислительные). Кроме того, у воды здесь, как правило, иная минерализация. В результате растворимость многих углеводородов резко изменяется, и многие из них, прежде всего алканы, выделяются в свободную фазу.

При повышенных температуре и давлении большое значение имеет растворение жидких углеводородов в газах. Как следует из экспериментов, в смеси углекислого газа и паров воды при температуре ниже 100 °С и давлении от 8,8 до 32 МПа растворяются углеводороды с низкой молекулярной массой (C_5 – C_{15}). При температуре 100 °С и выше и давлении 80 МПа все компоненты нефти могут растворяться в газах.

Первичная миграция углеводородов в виде водных молекулярных растворов

Миграция углеводородов в составе водной фазы представляет сложную проблему, все рассматриваемые гипотезы относятся в основном к глинистым нефтематеринским породам. Для оценки достоверности первичной миграции в водных растворах необходимо иметь данные о растворимости углеводородов в воде (в разных ее видах) в различных пластовых условиях и о способности этой воды двигаться. Важно также иметь сведения об объемах воды, отжимаемых из материнских пород на различных стадиях уплотнения.

Вначале после седиментации вода составляет существенную часть осадка. Основное ее количество отжимается из одних осадков очень быстро, а из других (глинистых) отжимание свободной воды затягивается и происходит при уплотнении уже не осадков, а пород и погружении их до нескольких сотен метров. На уровне ранних градаций протокатагенеза из осадка и молодой породы удаляется примерно 80% водной фазы. Это главным образом свободная вода, которая заполняет поровое пространство и не связана с минералами какими-либо особыми силами. При этом имеются в виду условия шельфовых бассейнов с умеренной толщиной воды. В глубоководных условиях действуют другие законы, там уплотнение сильно замедляется и осадки долгое время остаются сильнообводненными.

Связанная вода удерживается на поверхности минеральных частиц с разной степенью прочности. Вокруг зерен могут образоваться пленки связанной воды толщиной в один или несколько мономолекулярных слоев. Наиболее прочно с кристаллической решеткой минералов связаны два ближайших слоя — химически связанная вода и физически прочно связанная вода. Эти приконтактные слои сильно прижаты к поверхности минеральных частиц. К связанной воде в значительной мере относится вода, находящаяся в межслоевом (межпакетном) пространстве глинистых минералов. Особенно это относится к смектитовым разбухающим глинистым минералам типа монтмориллонита. По-видимому, на поверхности решеток глинистых минералов молекулы воды занимают фиксированное положение и образуют относительно упорядоченную структуру типа жидкого кристалла.

Изучение механизма высвобождения воды, в том числе связанной, из глинистых осадков было проведено М. Пауэрсом в 60-е годы XX в. Он пришел к выводу о том, что при превращении монтмориллонита в иллит происходит переход большого количества связанной воды в свободную при достижении определенных глубин и температур. Это преобразование характера воды имеет большое значение для изменения свойств пород и способствует началу миграции углеводородов из материнских толщ. В некоторых случаях появление чистой воды вызывает распреснение соленых пластовых вод. Это явление было названо второй стадией дегидратации (под первой стадией подразумевается удаление свободной воды). Плотность связанной воды имеет разные значения. Дж. Берст, например, подсчитал, что два прочно связанных водных слоя в пределах элементарной структурной ячейки с размером 0,9 нм может иметь плотность $1,15 \text{ г/см}^3$, что значительно превышает плотность обычной воды. Некоторые авторы пишут, что плотность может быть даже еще больше — до $1,4\text{--}1,5 \text{ г/см}^3$.

При снижении плотности до величины близкой к единице объем воды увеличивается, что приводит к росту внутрипорового давления и разуплотнению породы. Так, в бассейне Мексиканского залива на глубинах от 3880 до 4500 м отмечен рост пористости кайнозойских глин на 5–6%. При полной трансформации содержащегося в породе монтмориллонита объем свободной воды в породе увеличивается максимально. Это и является одной из причин возникновения аномально высокого порового, а затем и пластового давления.

В осадках, которые состоят из малоразбухающих глинистых минералов и содержат малое количество связанной воды, при переходе ее в свободное состояние увеличение объема заметно не чувствуется, не сказывается также ее влияние на распределение пластовых вод.

На примере молодых отложений, вскрытых скважинами в бассейне Мексиканского залива, Дж. Берст пришел к выводу, что существенное выделение воды (дегидратация) в данных конкретных условиях кайнозойских отложений соответствует температурному интервалу 85–115 °С. Вопрос об объемах выделившейся из глин воды решается неоднозначно. В.Н. Холодов предполагает, что в результате преобразования глинистых минералов, например, в толще майкопских глин Предкавказья выделился очень большой объем воды (примерно равный объему воды в Каспийском море, что близко объему глин майкопа). Другие исследователи считают, что объем воды в породе возрастает примерно на 15%. Видимо, все зависит от того, какими минералами сложены глинистые толщи, способны ли они выделять повышенные объемы воды. Вопрос должен решаться в каждом конкретном случае.

Этап преобразования форм воды может совпадать с главной фазой массовой генерации жидких углеводородов. При плотной упаковке (рис. 5.4) связанная вода является химически очень чистой. В дисперсных средах и тонких капиллярах вода приобретает

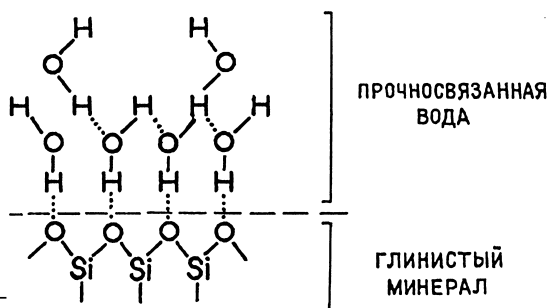


Рис. 5.4. Структура связанной воды на кристаллической решетке минерала водородная связь

аномальные свойства. Она становится чрезвычайно активной — возрастает ее растворяющая способность по отношению к неполярным веществам, по свойствам она приближается к веществам типа спирта.

При десорбции связанной воды она благодаря своей чистоте обладает большой растворяющей способностью и по отношению к жидким УВ и различным минералам вплоть до кварца, нерастворимым в воде в обычных условиях. Интересные эксперименты по растворяющей способности связанной воды в России были выполнены В.Ф. Симоненко. В проведенных им экспериментах в пробах воды, последовательно отбиравшейся при увеличении давления, было отмечено увеличение концентрации ОВ, которую можно объяснить ее увеличивающейся растворяющей способностью, что определяется соотношением радиусов капилляров породы и зоной действия поверхностных сил (рис. 5.5). Если радиус действия поверхностных сил меньше радиуса капилляра (рис. 5.5, *а*), то десорбированная вода приобретает свойства свободной воды. В случае когда радиус капилляра меньше радиуса действия поверхностных сил (рис. 5.5, *б*) и их действие распространяется на весь капилляр, вода не приобретает свойств свободной воды, но она уже и не прочносвязанная, это так называемая «неструктурированная» вода, характеризующаяся аномальными свойствами — малой полярностью и высокой диссоциированностью. Эти

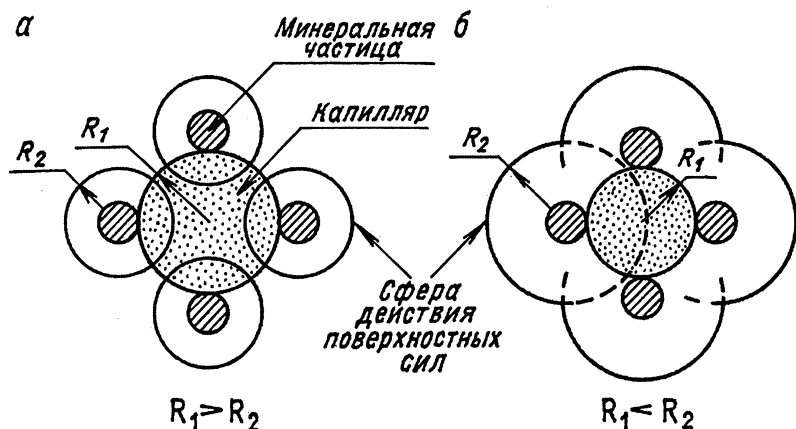


Рис. 5.5 Зависимость растворяющей способности десорбированной воды от соотношения радиусов капилляров (R_1) с радиусами действия поверхностных сил (R_2) (по В.Ф. Симоненко): *а* — центральная часть капилляра не охвачена действием поверхностных сил, вода здесь имеет свойства свободной; *б* — сфера действия поверхностных сил охватывает все сечение капилляра, десорбированная вода в капилляре частично структурирована и имеет повышенную растворяющую способность

особые свойства связаны и с промежуточной структурой воды, только что оторвавшейся от минеральной матрицы, но еще находящейся в сфере влияния поверхностно-адсорбционных сил. При расширении поровых каналов вода теряет свою высоко-растворяющую способность и приобретает свойства обычной свободной воды. При этом растворенные в ней вещества, в том числе и микронефть, осаждаются из раствора. Свидетельством того, что этот процесс имеет место в природе, являются часто наблюдаемые на контактах НМ-глинистых пород и песчаников примазки и минеральные корки с вязкими битумами.

Повышенные растворяющие свойства воды, находящейся в особом состоянии, можно рассматривать как один из существенных факторов, способствующих началу перемещения углеводородов в виде молекулярных растворов. При перемещении в породу с более крупными порами эти особые свойства воды будут теряться, она все больше будет насыщаться различными солями, а растворенные углеводороды будут из нее выделяться и обособляться в отдельную фазу. Этот этап начала перемещения углеводородов и выделения в свободную фазу в первую очередь касается наиболее подвижных жидких компонентов и газа. При переходе в породу-коллектор молекулярный раствор приобретет иной облик и образует вместе с водой эмульсию.

При переходе воды из связанного в свободное состояние вследствие увеличения ее объема возрастает внутрипоровое давление. Этому способствует также генерация жидких продуктов и газов из рассеянного органического вещества. При достижении определенного критического давления в порах происходят импульсные флюидоразрывы, они мгновенно пронизываются системами микротрещин. По ним происходит перенос образовавшихся углеводородов на некоторое расстояние. При погружении эти процессы повторяются. При каждом новом этапе погружения порода будет полнее реализовывать свой материнский потенциал.

Первичная миграция углеводородов из материнских пород другого, неглинистого состава имеет свои особенности, но они изучены слабо. В качестве нефтематеринских иногда выступают биогенные кремнистые и карбонатные породы. Миграция в кремнистых осадках и породах происходит на фоне минеральных трансформаций кремнезема в ряду: опал—опал КТ—кristобалит—тридимит—халцедон—неупорядоченный мелкозернистый кварц—более упорядоченный кварц. Все это происходит на фоне обильного водоотделения, поскольку воды вначале очень много. Начальные члены ряда имеют очень высокоразвитую поверхность с высоким энергетическим запасом, что, по-видимому, может стимулировать десорбцию микронефти ранней генерации,

зачастую имеющей место в НМ-толщах биогенно-кремнистого состава, как об этом уже говорилось в разделе 4.3. Перестройка структуры пород из биогенной в глобулярную с высокими емкостными свойствами создает возможность перемещения флюидов, в том числе углеводов, в это вновь созданное поровое пространство внутри этой же толщи. В карбонатах миграция ограничена в условиях их быстрой литификации, однако примесь глинистого и кремнистого материала может обеспечить как выделение некоторого объема воды, так и перемещение ее вместе с образовавшимися углеводородами.

Первичная миграция углеводов в виде мицеллярных растворов

Определенное значение для первичной миграции имеют мицеллярные растворы. Под ними понимаются системы, содержащие мицеллы, представляющие агрегаты с более или менее упорядоченной структурой, содержащие гидрофильные полярные группы (COOH, NH, жирные и нафтеновые кислоты, смолы и др.) и гидрофобные углеводородные цепочки. Такие растворы способны растворять углеводороды, которые присоединяются к мицеллам. Способностью к образованию мицелл обладают также металлоорганические соединения. Возможность их возникновения в материнских породах связана с тем, что при трансформации глинистых минералов происходит катионный обмен (Si на Al, Al на Fe), при этом вполне возможно образование металлоорганических соединений на основе высвободившихся катионов металлов и углеводов, которые одновременно генерируются в этих толщах. Углеводородные цепи в мицеллах стягиваются под действием вандерваальсовых сил. Образование мицелл начинается только после превышения определенной концентрации поверхностно-активного вещества в растворе. Повышенное количество жирных, нафтеновых и гуминовых кислот в водах является предпосылкой образования мицелл. В пластовых водах, имеющих слабощелочную реакцию, кислоты переходят в нейтральные или кислые мыла. При достижении критических для них концентраций происходит образование мицелл. (Нахождение мыл в водах снижает поверхностное натяжение на разделах вода—углеводороды и способствует повышению их растворимости и образованию микроэмульсий, которые могут обладать повышенной способностью к перемещениям.)

Вследствие диссоциации карбоксильных групп мицеллы обладают отрицательным зарядом и окружены ионами противопо-

ложного знака или прикрепляются к положительно заряженным центрам в кристаллической структуре минералов. При перемещении флюидов в горных породах (при движении неполярных жидкостей) возникает естественный фильтрационный потенциал и связанное с ним электрическое поле, в котором в природных условиях мицеллы могут перемещаться. Электрические поля в земной коре могут возникать также в результате других различных причин (сейсмические, геомагнитные события и др.). По мнению В.А. Королева и др., этот механизм особенно эффективен в тонкопоровых разностях пород.

М.И. Гербер, К. Бьерлик и др. высказывали мнение о возможности в некоторых случаях выноса углеводородов из материнских пород в коллекторы именно в виде мицеллярных растворов. Этому способствует то, что в пластовых водах содержатся жирные и нафтеновые кислоты. Их содержание может достигать десятков и даже первых сотен миллиграммов в литре. Их присутствие, а также содержание в водах летучих и нелетучих фенолов также оказывает положительное влияние на процесс мицеллярной растворимости углеводородов.

По мнению Б. Тиссо и Д. Вельте, первичная миграция углеводородов в виде мицеллярных растворов наиболее вероятна на глубинах 1,5–2 км. К такому заключению они приходят, исходя из того, что на этих глубинах раскрытость каналов еще позволяет мицеллам перемещаться по ним; в водах отложений на этих глубинах еще достаточно много поверхностно-активных компонентов. При снижении количества поровых вод при погружении пород возможность образования мицеллярных растворов уменьшается. Мицеллярные коллоидные растворы подвержены соответствующим физико-химическим законам, в частности явлению коагуляции, которая происходит при смене характера среды, температуры, концентрации раствора и т.д. В какой-то степени коагуляция, возникновение хлопьев может, конечно, и затруднять первичную миграцию, но, вероятнее всего, образование хлопьев происходит на основной геохимической границе: материнская порода—коллектор. Здесь чаще всего изменяется характер среды и возможно выделение углеводородов при смешении мицеллярных растворов с водами коллектора. При разрушении мицелл и выделении углеводородов в воде образуется эмульсия. Т.П. Жузе отмечает, что мицеллярные растворы могли играть заметную роль для протекания первичной миграции в Западной Сибири, так как здесь подземные воды богаты поверхностно-активными веществами, в том числе карбоновыми кислотами.

Первичная миграция в виде газовой фазы

Идея первичной миграции жидких углеводородов в виде растворов в газах представляется реальной. Газоконденсатные залежи являются примером таких растворов. Газовые растворы вследствие их низкой вязкости и большой подвижности в тончайших порах могут обеспечивать первичную миграцию из материнских пород.

В осадочных бассейнах генерируются громадные объемы газа. Генерация газа усиливается при погружении пород на большие глубины. Процесс газообразования в породах с рассеянным органическим веществом изучался В.Л. Соколовым, С.Г. Неручевым, Е.А. Рогозиной, В.И. Ермаковым, В.А. Скоробогатовым и др. Условия газообразования и связь его с нефтеобразованием и катагенетической зональностью рассматривались в гл. 4. Как следует из анализа рис. 4.2, различными авторами признается как верхняя (протокатагенетическая), так и нижняя зона газообразования, выделенная С.Г. Неручевым и Е.А. Рогозиной в качестве главной зоны газообразования (ГЗГ), интенсивность же газообразования в разных катагенетических зонах оценивается по-разному. Определяющую роль в этих процессах играет и состав исходного ОВ.

Исследования в области определения роли угленосных и субугленосных толщ в генерации углеводородных газов также проводились многими исследователями. Основная заслуга в разработке этой проблемы принадлежат А.Л. Козлову, В.И. Ермакову, И.В. Еремину, М.В. Голицыну и др. В процессе преобразования органического вещества углей на грациях, отвечающих маркам углей Б и Д, образуется углекислый газ и метан, на грациях, соответствующих маркам Г—ОС, — метан и тяжелые углеводороды, на стадиях Т и А — метан и, возможно, водород при почти полном отсутствии тяжелых углеводородов. Глубже генерируются только метан и водород. Большинство исследователей признается, что на высоких грациях катагенеза (глубины 4 км и выше) процесс газогенерации идет особенно активно. Этот вывод очень важен для установления роли газа в миграции жидких УВ.

Выход метана для малометаморфизованных (невысокой степени преобразования) углей составляет до $10 \text{ м}^3/\text{т}$, для углей средней степени метаморфизации $150\text{--}200 \text{ м}^3/\text{т}$, для высокометаморфизованных углей $250\text{--}400 \text{ м}^3/\text{т}$ и для антрацитов $420 \text{ м}^3/\text{т}$. На образцах, отобранных с глубин 2–3 км (майкопская серия олигоцена—нижнего миоцена Предкавказья), газообразование в экспериментах достигало $0,2 \text{ м}^3$ на кг органического вещества. Для угленосной толщи юры Северного Кавказа В.И. Ермако-

вым была установлена плотность газообразования от 1500 до 3000 м³/км² при мощности в первые десятки метров. В.И. Ермаков, И.В. Высоцкий и др. считали, что на глубинах до 4 км процесс газогенерации идет особенно активно. Максимальное остаточное газосодержание в каменных углях составляет 20–25 м³/т, редко больше. Большая часть газа уходит из углей и включается в общий кругооборот подвижных веществ, участвуя и в переносе углеводородов.

Среди углеводородов разных групп, по данным Т.П. Жузе, наибольшую растворимость в углеводородных газах обнаруживают алканы, а наименьшую — арены. Нафтены занимают промежуточное положение. С повышением температуры и давления разница в растворимости различных групп уменьшается. По растворяющей способности в порядке убывания газы располагаются в следующий ряд: углекислый газ—метан—азот. Присутствие гомологов метана в газе значительно повышает его растворяющую способность. Углеводороды, растворенные в газе, по-видимому, являются преобладающей формой перемещения в породах с очень мелкими порами. Эмиграция нефтяных углеводородов в виде газовых растворов доказана экспериментально. Существует также мнение о возможности перемещения нефти в виде пленки на поверхности пузырьков газа. На основе теоретических расчетов Н.М. Кругликов обосновал механизм миграции нефти в виде пленки на газовом пузырьке. При прохождении через жидкую фазу газовый пузырек захватывает пленку нефти, толщина нефтяной пленки не должна превышать 1/3 радиуса газового пузырька, масса же нефти может превышать массу газа более чем на порядок.

Первичная миграция в собственно жидкой фазе

Первичная миграция нефти может осуществляться в виде самостоятельной жидкой непрерывной фазы. Возможность такой формы первичной миграции рассматривалась многими исследователями (А.Н. Снарский, Б. Тиссо, Дж. Хант, Дж. Эрдман, Мак-Олифф и др.). Известно, что нефть плохо смачивает большинство минералов, и лишь поверхности частиц, имеющих битуминозное покрытие, родственное нефти, образуют пути, благоприятные для ее движения. Движение потоков углеводородов может облегчаться наличием прожилков и трещин, заполненных керогеном. В богатых нефтематеринских породах типа баженовской свиты или формации Монтерей с содержанием ОВ 10–20% и выше эти керогеновые включения образуют непрерывную сеть. При высоких содержаниях сапропелевого ОВ, богатого липидными ком-



Рис. 5.6. Выжимание капли нефти из материнской породы (по Н.Б. Бриену и др., 1996)

роды будут подниматься по трехмерной матрице керогена, как керосин по фитилю. Механизм этого вида первичной миграции был разработан Мак-Олиффом (McAuliffe, 1979) и получил название «принцип фитиля». Такой способ первичной миграции возможен при условии высокой концентрации сапропелевого ОВ (по разным авторам, это содержание изменяется от 3 до 20%), равномерном распределении ОВ и отсутствии в системе воды. На рис. 5.6 изображен (фотография в сканирующем микроскопе) момент выхода капельки из обогащенных ОВ материнских пород формации Монтерей (Калифорния).

понентами, в НМ-толщах (более 5%) стенки поровых каналов оказываются смоченными не водой, а нефтью (микронепфью). Поверхностное натяжение, обычно возникающее на границе двух сред — воды и нефти, исчезает, и новообразованным УВ легко подниматься вверх. Эта гидрофобная система рассматривается как путь перемещения углеводородов. При этом углевод-

Диффузия

Все виды миграции происходят на фоне постоянно идущего потока диффузии как неотъемлемого свойства любого вещества, стремящегося выравнять свою концентрацию во всем окружающем пространстве. Диффузионному переносу углеводородов в осадочных породах уделяется большое внимание в связи с разрушением залежей. Однако диффузия играет определенную роль и в процессах первичной миграции, стремясь к выравниванию концентраций УВ как между НМ-толщей, богатой микронепфью, и природным резервуаром, изначально бедным таковой, так и в микромасштабе между обогащенными и относительно бедными участками НМ-толщи. Кроме различия в концентрации вещества диффузия может определяться разностью температур и давлений (соответственно термодиффузия и бародиффузия).

Диффузия в породах протекает постоянно, но медленно, особенно для тяжелых молекул, которые удерживаются особенно в глинистых породах вследствие их высокой адсорбционной

способности. Это заметно даже в случае близких по составу и свойствам веществ. В частности, это видно по соотношению метан—этан в зависимости от расстояния от материнской толщи. В непосредственной к ней близости соотношение почти равное и составляет 1,13, выше по разрезу отношение метана к этану постепенно достигает 10, т.е. метан проходит легче этана. Свидетельством диффузии могут служить газовые аномалии в породах, перекрывающих залежь. Ю.С. Шилов и Ф.А. Макаренко для усть-тазовской серии пород Западной Сибири подсчитали, что поток метана, поднимающийся через площадь 1000 м² с глубины 3400 м, составляет более 700 млн м³ за 1 млн лет.

Одним из видов диффузии является поверхностная, под которой понимается перемещение молекул углеводородов по поверхности твердого тела в результате скачков молекул между соседними площадками, обладающими различной адсорбирующей способностью. Следы этой диффузии можно наблюдать в виде ореолов вокруг трещин и пор при рассмотрении пришлифовок под люминесцентным микроскопом. Исследования показали, что роль поверхностной диффузии газа увеличивается с ростом давления. В целом диффузионный поток в масштабах геологического времени рассматривается как реальный фактор первичной миграции газа и газовых растворов нефтяных углеводородов. Л.М. Зорькин показал, что примерно 65–70% газа эмигрирует из глинистых толщ в прилегающие водоносные горизонты путем диффузии. Многие исследователи считают, что масштабы этого вида миграции значительно скромнее.

Таким образом, все перечисленные формы первичной миграции, видимо, имеют место в недрах осадочных бассейнов. Однако проявление каждой из них зависит от конкретных геологических условий бассейна: состава минеральной матрицы, концентрации ОВ, его состава, строения НМ-толщи и др. В значительной степени форма первичной миграции определяется степенью катагенетической зрелости ОВ в пределах ГЗН. В верхних частях ГЗН в основном это водные растворы, в нижней части ГЗН — газовые, такой форме способствует наличие газового потока из более погруженной части бассейна (ГЗГ); при наличии в разрезе доманикитов эмиграция в собственно жидкой фазе может осуществляться по всему разрезу ГЗН.

Под действием каких сил происходят процессы эмиграции образовавшихся УВ из НГМ-толщи? Основной силой, вызывающей движение флюидов, является разница давлений в нефтегазоматеринском пласте и природном резервуаре. В процессе погружения под действием статической нагрузки пласт испытывает уплотне-

ние, в нем происходит рост горного давления, практически равного геостатическому:

$$P_{\text{геост}} = (H \cdot \rho_{\text{пор}}) / 10,$$

где $P_{\text{геост}}$ — геостатическое давление в МПа, $\rho_{\text{пор}}$ — плотность породы, H — глубина, м.

В пласте-коллекторе же давление близко к гидростатическому:

$$P_{\text{гидрост}} = (H \cdot \rho_{\text{в}}) / 10,$$

где $P_{\text{гидрост}}$ — гидростатическое давление в МПа, $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды, H — глубина, м.

Таким образом, разница этих давлений ΔP , определяемая разностью плотностей породы и воды, и является главной движущей силой эмиграции. При незначительных толщинах НГМ-пласта эмиграция вверх и вниз, в подстилающий пласт-коллектор, будет происходить практически под действием одинаковых сил. Рост давления в НГМ-пласте может быть вызван не только увеличивающимися статическими нагрузками, а рядом других причин. Помимо упомянутого выше увеличения объема воды в связи с ее переходом из связанного состояния в свободное возрастанию давления в пластах способствует генерация жидкой и газовой фаз, которая происходит в результате деструкции керогена. При отсутствии оттока образующихся продуктов в относительно замкнутой системе (например, во внутренних частях мощной глинистой толщи, богатой органическим веществом) породы находятся в напряженном состоянии под большим (геостатическим) давлением, особенно в центральных частях достаточно мощных (сотни метров) глинистых пачек. Все эти процессы, по-видимому, реализуются лишь частично из-за того, что затруднен уход флюидов (породы-коллекторы находятся далеко) или если нет необходимых условий для трансформации глинистых минералов и отрыва и преобразования связанной воды. Часто в этих участках сохраняется аномально высокое давление, и породы находятся в перенапряженном состоянии длительное время даже на больших глубинах (5–6 км и глубже).

Капиллярное давление также рассматривается как один из факторов миграции, в том числе первичной, но механизм перемещения нефти и газа, особенно в материнских породах, под действием капиллярного давления изучен крайне слабо. Величина капиллярного давления зависит от свойства флюида, свойства породы и размера капилляра. Эту величину, так же как и подъем воды в капилляре, можно рассчитать по формуле

$$P_{\text{к}} = 2\sigma \cdot \cos \theta / R,$$

где P_k — величина капиллярного давления, σ — поверхностное натяжение, θ — угол смачивания стенки капилляра, R — радиус капилляра.

Из формулы следует, что величина капиллярного давления растет с уменьшением радиуса, при диаметре поры менее 0,1 мм капиллярные силы больше гравитационных, при диаметре 0,5 мм капиллярные силы не действуют. Поскольку поверхностное натяжение воды более чем в два раза выше, чем у нефти (соответственно 0,07 и 0,03 Н/м), то вода с большей силой поднимается по тонким порам, т.е. под действием капиллярного давления вода будет вытеснять нефть из мелких пор в более крупные. Экспериментально такое замещение было установлено на контакте песка и глины (опыты Мак-Коя). В условиях погружающейся толщи и направленного движения выделяющейся воды в коллектор капиллярные силы вряд ли могут изменить ход этого процесса. Действие капиллярных сил ослабевает под действием повышенных температур, а в температурных условиях ГЗН они вряд ли как-то определяют процессы первичной миграции.

Динамическое давление, обусловленное направленным действием тектонических процессов, также может оказывать влияние на процессы первичной миграции. Динамический стресс вызывает уплотнение пород, приводящее к выжиманию флюидов, в результате действия динамического фактора возникают системы напряжений, а как следствие этого системы нарушений, зон трещиноватости и других участков, что способствует движению флюидов.

Проблема первичной миграции тесно связана с начальной аккумуляцией (по Д.В. Несмеянову) нефти. Необходимо накопление определенной критической массы нефти, которая бы обладала достаточной энергией, чтобы начать движение, преодолеть капиллярное давление и прорвав поверхностную пленку воды. При достижении определенной массы нефти, если сила всплывания (различие в плотностях воды и нефти) преодолеет капиллярное давление, начинается ее движение в природном резервуаре.

5.2. ВТОРИЧНАЯ МИГРАЦИЯ

Под вторичной миграцией понимается перемещение нефти и газа в пласте или группе гидравлически связанных пластов — природном резервуаре — внутрирезервуарная миграция или перемещение из одного пласта (резервуара) в другой — межрезервуарная миграция.

Вторичная миграция обусловлена гравитационным, гидравлическим и другими факторами. Попадая в коллектор, заполненный водой, капли нефти и пузырьки газа всплывают в ней к кровле пласта. При наклонном положении пласта всплывание происходит вверх по его восстанию до тех пор, пока это всплывание не будет по какой-либо причине прекращено (изгиб пласта в обратную сторону, непроницаемый экран и др.). Миграция углеводородов возможна даже при незначительном наклоне пласта в первые метры на 1 км, если, конечно, размеры пустот не слишком малы.

Всплыванию нефти и газа в воде препятствуют силы межфазового трения и молекулярное притяжение стенок пор в породе. Движению жидких флюидов в пласте будут препятствовать также капиллярные силы (капиллярное давление), особенно в тонких капиллярах диаметром менее 0,05 мм. Вода гораздо лучше нефти смачивает большинство минералов и, легко поднимаясь по капиллярам, сужает (а иногда и совсем закрывает) и без того узкие пережимы в поровых каналах. Эти пережимы являются

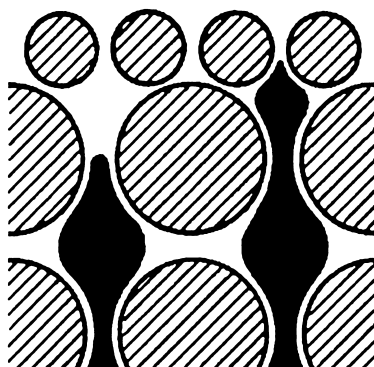


Рис. 5.7. Изменение формы капли при сужении порового канала

существенной помехой на пути движения нефти. Каплю нефти, подошедшую к такому пережиму (рис. 5.7), гравитационная сила всплывания толкает вверх, но если диаметр капли больше ширины пережима, то пройти ей через узкое отверстие не просто. Для этого капля должна изменить форму, вытянуться, т.е. увеличить свою поверхность, для чего нужно преодолеть силу поверхностного натяжения. При накоплении достаточного количества нефти и увеличении давления перед пережимом это изменение формы

происходит, капля ужимается и проскальзывает сквозь пережим. Такое явление называется эффектом Жамена. При непрерывной нефтяной фазе, если головная часть массы нефти, обычно в виде выпуклого мениска, прошла через пережим, последующие порции нефти двигаются более свободно. Фазовая проницаемость для нефти в этом случае относительно возрастает.

В случае полностью заполненного капилляра водой нефть должна протолкнуть эту воду, чтобы продвинуться дальше, т.е. преодолеть капиллярное давление. Движение происходит, если прилагается сила, способная преодолеть это давление. Капилляр-

ное давление можно оценить по формуле, приведенной на с. 222. В нее входит величина поверхностного натяжения.

С ростом температуры на глубине значение величины поверхностного натяжения воды на границе с нефтью снижается, и, следовательно, снижается подъем жидкости.

Гидравлический фактор проявляется в том, что вода при движении увлекает капли нефти и пузырьки газа. Движение нефти, газа и воды может происходить как в виде отдельных фаз, так и в виде газонасыщенной водонефтяной эмульсии. И.М. Губкин писал, что «нефть выбирает линии наименьшего сопротивления», т.е. может двигаться в виде отдельных струй. В соответствии с представлением о струйной миграции, предложенном В.П. Савченко, углеводороды, выделяющиеся из материнских пород в коллектор, объединяются в струи, которые потом сливаются в более мощные потоки, движущиеся по своим каналам, не всегда совпадающим с потоками воды. Скорость перемещения потоков различна, она может изменяться в течение одного года от миллиметров до метров. Но движение потоков не очень равномерное, оно может замедляться на длительный срок, а потом пульсационно ускоряться.

Гидравлический фактор проявляется прежде всего в виде гидродинамического напора в пласте. Этот напор может способствовать и преодолению капиллярных сил в сужениях поровых каналов. Наряду с такими зонами создания напоров в водных системах, как участки инфильтрации вод в областях питания выходящих на поверхность пластов, на глубинах могут возникать и другие зоны напоров, связанные, например, с теми уровнями, на которых происходит дегидратация глинистых минералов и выделяются дополнительные объемы воды, или с очагами генерации углеводородов, которые также пополняют общий объем флюидов. В соответствии с дефлюидизацией происходит перераспределение давлений и начинается движение. Нельзя не учитывать, что в процессе погружения и роста температур в горных породах происходят различные изменения. К их числу относятся механическое сжатие и уплотнение пород (при этом с различной степенью в разных по составу толщах), процессы физико-химического и минерального преобразования. Возникающие в осадочных толщах аномально высокие пластовые давления (АВПД), иногда сильно превышающие гидростатические или даже приближающиеся к геостатическим, являются мощным фактором создания неравновесия давлений и возникновения выжимающихся из глубоких зон бассейнов так называемых элизионных потоков флюидов. Границы, на которых сталкиваются элизионные и инфильтрационные потоки, являются критическими рубежами. Здесь

потоки могут серьезно изменить свою структуру и направление течения.

Наряду с гидродинамическим перетоком возникающее различие в минерализации вод вызывает гидрохимический переток, неоднородность поля температур — геотермический переток, процессы перестройки тектонических структур и динамического напряжения — геодинамический переток. Все эти процессы в основном объединяются. В консолидированных породах осадочных бассейнов при достижении некоторой критической нагрузки накопившихся выше пород начинаются процессы разрушения. Появляются микротрещины, в связи с чем порода как бы разбухает (явление *дилатансии*). На какое-то время порода может перейти в псевдопластическое состояние. Давление в ней возрастает и может превысить не только гидростатическое, но и литостатическое. Этим объясняется возможность образования внедрений одних пород в другие — типа непунических даек. Эффект разуплотнения пород проявляется с особой силой, если он совпадает со временем повышенной генерации углеводородов, что также способствует повышению давления в системе. При осуществлении таких кратковременных, но коренных преобразований в породах насыщающие их флюиды получают мощный импульс движения, происходит активная миграция. После разрядки напряжения давление в системе постепенно выравнивается, породы переходят в относительно консолидированное состояние. Перемещение флюидов (в том числе нефти и газа), которое и обеспечивает выравнивание давлений, постепенно ослабевает.

Все перечисленные явления создают чрезвычайно сложную и изменчивую картину. В связи с периодичностью повторения этих процессов, чередования уплотненных и разуплотненных зон миграция в породах осадочных бассейнов носит пульсационный характер и протекает неравномерно в геологической истории, существуют *периоды усиления и ослабления миграции*. Процессы разуплотнения могут также способствовать улучшению коллекторских свойств.

По направлению движения различают вертикальную и боковую, латеральную миграцию вдоль пласта. Вертикальная миграция может быть внутрирезервуарной и происходит в пределах мощного пласта или в рифовом массиве. Межрезервуарная вертикальная миграция более явно проявляется в складчатых областях в связи с большей нарушенностью структур. Хотя платформенные условия более спокойные, но флюиды, в том числе и углеводороды, по-видимому, также перемещаются не только вдоль пластов-коллекторов, т.е. латерально, но и по вертикали. Латеральная миграция может ограничиваться ближайшими

структурами, препятствующими дальнейшему перемещению, но может идти и дальше, если ловушка не способна удержать нефть или газ или ловушка наполнена уже «до краев». При перемещении мощного потока нефти и газа на более или менее значительное расстояние проявляется иногда так называемое дифференциальное улавливание при перемещении по цепи взаимосвязанных поднятий по линии их воздымания. По первоначальной схеме В. Гассоу и С.П. Максимова, в самую близкую (и наиболее глубоко расположенную) к очагу генерации углеводородов ловушку первым приходит газ и заполняет ее полностью до замка (рис. 5.8, I). Если даже нефть и газ приходят совместно, то дополнительные порции газа вытеснят нефть в более высоко расположенную ловушку. В ней формируется нефтяная залежь, потом по мере прихода газа — нефтяная залежь с газовой шапкой, затем по мере увеличения газа — газовая залежь с нефтяной оторочкой, затем нефть переходит в структурно более высокие ловушки. Возникает как бы аномальное распределение: газовая залежь находится на более глубоких уровнях, а газонефтяные и чисто нефтяные — выше. Затем в эту схему были внесены поправки с учетом пластового давления и давления насыщения нефти газом. При пластовом давлении выше давления насыщения на больших глубинах газ растворяется в нефти и могут возникать нефтяные залежи с высоким газонасыщением (рис. 5.8, II). По мере миграции углеводородов в более приподнятые структуры и уменьшении пластового давления газ выделяется из нефти в свободную фазу. Далее все идет по схеме, описанной выше. Схема

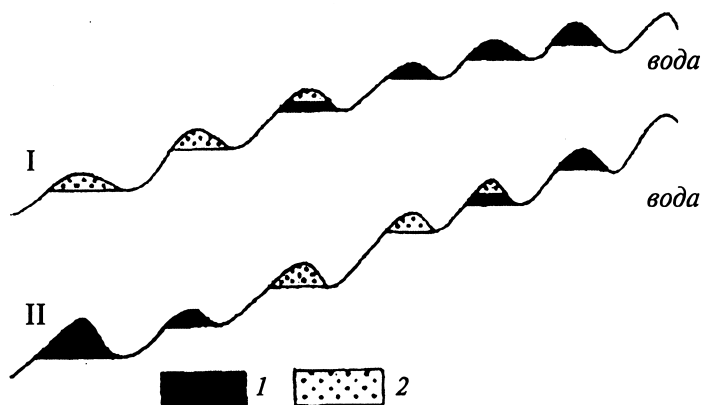


Рис. 5.8. Схема дифференциального улавливания нефти и газа в последовательной цепи ловушек: I — при пластовом давлении ниже давления насыщения, II — при пластовом давлении выше давления насыщения; 1 — нефть, 2 — газ

не учитывает всего разнообразия природных факторов, которые коренным образом могут ее нарушать. Подобная ситуация, возникающая при определенных условиях, является нестабильной и разрушается по любой причине: погружение, изменение структурного плана, изменение гидродинамического режима и др. Кроме того, подобное распределение может происходить только если углеводороды идут как бы одной струей, без боковых подтоков и других нарушающих факторов.

Восходящие флюидодинамические потоки, по мнению Б.А. Соколова и др., являются одним из важных факторов миграции, они даже могут способствовать созданию локальных поднятий и других форм, которые могут служить ловушками для углеводородов. Некоторые исследователи (А.Н. Дмитриевский и др.) предполагают, что в земной коре существуют восходящие каналы повышенной проницаемости, по которым идут потоки флюидов. Субвертикальные аномалии на сейсмических разрезах иногда связывают с существованием таких каналов, идущих с глубин в несколько километров. Свидетельством постоянного подтока нефти с глубины является то, что на некоторых месторождениях происходит пополнение нефти в залежах за счет подтоков из глубоких недр. По-видимому, так обстоит дело в Ромашкинском месторождении в Татарстане, где в некоторых участках, связанных, по мнению Р. Муслимова с соавторами, с разломами на глубине, скважины долгое время характеризуются устойчивыми дебитами. Некоторое изменение состава нефтей в девонских залежах за счет подтока с глубины также могут служить косвенным свидетельством подтока нефтей.

По масштабам движения (расстояния) миграция разделяется на региональную, контролируемую соотношением в пространстве очагов генерации углеводородов и зон нефтегазонакопления, и локальную, контролируемую отдельными структурами (локальными складками, тектоническими разрывами, литологическим выклиниванием пласта и т.д.). Вопрос о дальности боковой миграции не решен. Допускают на примере Азово-Кубанского и других бассейнов, что она может составлять десятки километров. В большинстве случаев обычно она определяется по расстоянию от наиболее прогнутой части бассейна, т.е. очагов максимальной генерации, до ближайших структур-ловушек на бортах бассейна. По отношению к протяженным зонам нефтегазонакопления И.В. Высоцкий различал фронтальную (поперек основной протяженности структур-ловушек) и продольную (вдоль основного простираения структур) миграцию. Продольная миграция происходит при совпадении направления основной вытянутости линейных зон нефтегазонакопления и миграционного потока.

Усиление миграции приводит к переформированию залежи и возникновению новой в благоприятных условиях. Свидетельством существования былых залежей являются следы бывших водонефтяных контактов, которые запечатлены в породе в виде остаточной окисленной нефти, выделений сульфидов и других возникших на бывшем контакте минералов. Анализ палеоконтактов дает много материала для раскрытия истории формирования залежей нефти и газа. О значительных масштабах миграции нефти за длительный срок свидетельствуют крупные скопления битумов в виде нефтяных песков, закированных пластов, асфальтовых «озер» и др. Крупнейшие скопления (миллиарды тонн) загустевших нефтей в толщах пород известны в меловых песках Канады (месторождение Атабаска), в Венесуэле — пояс Ориноко и в других местах. Вероятно, чтобы такие гигантские количества ныне окисленной нефти образовались, нужен был ее подток в результате латеральной миграции из более погруженных частей бассейнов.

Вопрос о скоростях миграции не очень ясен. В реальных геологических условиях, по-видимому, скорости существенно изменяются в зависимости от тектонических, литологических, гидрогеологических и других условий. Известна высокая скорость перемещения флюидов при формировании диапировых структур. Для скорости миграции нефти большое значение имеют уклон и перепад давления. В лаборатории скорость вертикальной миграции нефти в водонасыщенном песке была определена в пределах от 100 до 4300 м в год. По расчетам С.Г. Неручева, в зависимости от наклона и проницаемости скорости в платформенных областях составили от 0,34 до 490 км в 1 млн лет при наклонах в первые градусы, а в складчатых областях при наклонах более 10° — от 0,7 до 2750 км в 1 млн лет. Общая формула скорости миграции имеет следующий вид:

$$V_m = [315 \cdot K_{\text{пр}} - K_{\text{ф.пр}} (\rho_v - \rho_n) \sin \alpha \cdot 10^3] / m\eta,$$

где V_m — скорость миграции, $K_{\text{пр}}$ — проницаемость природного резервуара, $K_{\text{ф.пр}}$ — фазовая проницаемость природного резервуара, ρ_v и ρ_n — соответственно плотность воды и нефти, m — пористость, η — вязкость, α — угол падения пласта.

В данной формуле С.Г. Неручева обращает на себя внимание тот факт, что скорость миграции прямо пропорциональна проницаемости природного резервуара и обратно пропорциональна его пористости. Несмотря на то что эти две величины имеют между собой прямую зависимость, большая пористость тормозит миграцию, увеличивает миграционные потери.

В процессе перемещения нефть безусловно испытывает изменения и миграционные потери. Часть ее адсорбируется, рассеивается по дороге, идет на преобразование (восстановление) минерального вещества. Для газа наибольшие потери происходят вследствие растворения в пластовых водах и выхода затем на поверхность в виде источников. В некоторых складчатых сооружениях расход газа, замеренный в поверхностных источниках, составляет на ограниченной площади в несколько квадратных километров (например, в районе Баку, в грязевых сопках на Таманском полуострове и в других зонах повышенной тектонической активности) сотни и тысячи кубометров в сутки.

Обычно миграционные процессы рассматривают по форме, направлению и масштабам движения. В данном разделе авторы старались разобрать все варианты истории нефти и газа. На основе современных представлений предлагается принципиальная классификация миграционных процессов (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Классификация миграционных процессов

Виды миграции	Способы миграции	
	постоянно идущая	периодически-пульсационная
Первичная из материнских толщ в виде молекулярных, мицеллярных и газовых растворов, в самостоятельной жидкой фазе	диффузионная молекулярная	перенос нефтяных углеводородов в виде растворов в стадию перехода связанной воды в свободную
	перемещение с потоками воды	
	перемещение под влиянием осмотического и капиллярного давления	перенос в газовых растворах в этапы усиленного газообразования
Вторичная (внутрирезервуарная и межрезервуарная) в виде растворов и обособленных жидкой и газовой углеводородных фаз	в газовом растворе	прорывы (в том числе межрезервуарные) в результате дефлюидизации и роста пластового давления
	свободная гравитационная в движущемся водном потоке	
	по капиллярам	перемещение в связи с фазовыми переходами

Из всего вышеизложенного ясно, что миграция всех подвижных веществ в породах, в том числе углеводородов, носит очень сложный характер и многолика по форме. В условиях реальных осадочных толщ, где часто встречаются литолого-фациальные переходы, формы и интенсивность миграции постоянно изменяются. Главным фактором, определяющим миграцию, является

региональный флюидодинамический режим, который складывается под влиянием как внешних сил, так и внутренних преобразований в самих породах. Миграция в недрах осадочных бассейнов носит пульсационный характер, существуют периоды усиления и ослабления или даже временного приостановления миграции (кроме диффузии), которые и являются благоприятными моментами для формирования скоплений нефти и газа.

5.3. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА НЕФТЕЙ В ПРОЦЕССЕ МИГРАЦИИ

Миграция нефти представляет собой сложный комплекс фильтрационных и диффузионных процессов, протекающих при разных температурах и давлениях, в различных по составу породах, т.е. в разных литологических, минералогических и геохимических средах. Миграция зависит от состава, строения и состояния этой среды, а также состава и структуры флюида. Процессы миграции нефти в недрах (так же как и генерации) непосредственно наблюдаться не могут. О них можно судить по изменению состава флюида, а также по присутствию на предполагаемых путях движения флюидов «следов миграции». Последние могут быть как непосредственными (вещественными) — примазки нефти, твердых нафтидов, наличие аллохтонных битумоидов, повышенная газонасыщенность вод и др., так и косвенными — изменение окраски пород, pH вод и т.д.

Влияние миграционных процессов на состав углеводородных флюидов в разные годы и на разном уровне исследования изучали многие советские и российские ученые: О.А. Арефьев, Т.А. Ботнева, О.В. Валяева, И.В. Высоцкий, М.Н. Забродина, А.С. Гаджи-Касумов, А.Н. Гусева, А.А. Карцев, А.Я. Ку克林ский, Ал.А. Петров, С.А. Пуанова, И.В. Сафонова, Т.П. Сафронова, В.А. Соколов, С.И. Старобинец, Е.Б. Фролов, Э.И. Храмова, В.А. Чахмахчев, В.К. Шиманский и др.

Для того чтобы оценить влияние процессов миграции на состав УВ-флюидов, и прежде всего нефти, необходимо учитывать тот факт, что согласно катагенетической зональности в разных частях ГЗН образуются первичные нефти разного состава: в верхней части — более тяжелые нафтеновые, в максимуме ГЗН — нормальные легкие метановые, в нижней — насыщенные газом метаново-ароматические. Такая закономерность соблюдается при условии практического отсутствия вторичной миграции, установлена она на основе генетического сходства исходного материнского вещества и нефти, а также экспериментально. В нефтяной

геохимии широко используется показатель «уровень зрелости нефти»; несоответствие уровня зрелости нефти термобарическим условиям залежи может служить показателем миграции. Но подобные различия возможно установить при значительных вертикальных перемещениях, т.е. вертикальной миграции вверх по разрезу.

Для установления характера миграционных процессов важнее выявлять не сходство в составе и степени зрелости (это может быть следствием генетического единства или сходства состава ОВ нефтематеринских толщ), а направленности изменений того или иного параметра. Наиболее информативными показателями являются углеводородный, компонентный, фракционный и изотопный состав углеводородных систем. Но и для этих показателей нет строго установленных единых закономерностей, поскольку на направленность этих изменений влияет ряд факторов: форма переноса (струйная, диффузионная, растворенная), направленность миграционных процессов (латеральная или вертикальная) и тесно связанные с этими факторами различные адсорбционно-хроматографические эффекты, которые определяются вещественным (минералогическим, литологическим, гранулометрическим) составом среды, скоростью фильтрации и др. Состав пород определяет и многие физико-химические свойства нефти, которые также меняются в процессе миграции.

Изменения состава нефти в процессе латеральной миграции можно рассматривать на примере залежей, расположенных на борту впадины или поднятий, обрамляющих впадину, являющуюся очагом генерации нефти. Экспериментально было определено, что асфальтены, так же как и высокомолекулярные УВ, характеризуются лучшими сорбционными свойствами по сравнению со смолами. Поэтому по направлению миграции их содержание должно закономерно уменьшаться, а величина отношения смолы/асфальтены расти. Результаты фактического распределения этих параметров на путях латеральной миграции по различным регионам (Урало-Поволжье, Терско-Сунженская область, Тимано-Печорская область, Средняя Азия и др.) приведены В.А. Чахмахчевым в книге «Геохимия процесса миграции углеводородных систем» (1983). Он делает вывод, что в природных условиях эта закономерность не соблюдается и указанные параметры изменяются произвольно, незакономерно. Сходные данные были получены американскими учеными по ряду разновозрастных природных резервуаров (пенсильванских, пермских, триасовых штатов Колорадо и Юта, нижнепалеозойских штата Вайоминг и др.). На основе этих данных В.А. Чахмахчев пришел к выводу, что из-за низкой сорбционной емкости пород и

больших объемов массопереноса УВ в коллекторских толщах не создаются условия непрерывного хроматографического разделения даже высокомолекулярных углеводородных и гетероатомных соединений. Вместе с тем эти процессы, по-видимому, однозначно фиксируются при вертикальных перемещениях УВ через слабопроницаемые глинистые разделы, покрышки, литологические окна (Чахмахчев, 1983). Это прослеживается на примере многозалежных (многопластовых) месторождений продуктивной толщи Азербайджана, в которых вверх по разрезу отмечается облегчение состава нефтей и уменьшение в их компонентном составе асфальтенов. Изменение состава нефтей при вертикальной миграции прослежено на примере юрских и нижнемеловых залежей Прикумско-Сухокумской зоны Восточного Предкавказья. Так, нижнемеловые нефти по сравнению с юрскими характеризуются меньшей плотностью, более низким содержанием смолисто-асфальтеновых компонентов, твердых парафинов и повышенным содержанием легких фракций. Эти нефти отличаются и по составу бензиновых фракций: в нижнемеловых нефтях увеличивается относительное содержание C_5 и C_6 ; отношение $(C_5+C_6)/(C_7+C_8)$ в нижнемеловых нефтях составляет 0,5–0,7, в то время как в юрских — всего 0,1–0,3. На примере разных районов Предкавказья, а также по результатам экспериментов было установлено, что в газоконденсатах и бензиновой фракции нефти по направлению миграции уменьшаются следующие отношения: арены $\Sigma(C_6-C_7)/$ алканы $\Sigma(C_6-C_7)$, толуол/бензол, циклогексаны/циклопентаны ($\Sigma ЦГ/\Sigma ЦП$) (Чахмахчев, 1983).

Если сравнивать по миграционной способности УВ метаново-нафтенной фракции, то нафтены и высокомолекулярные алканы менее миграционноспособны. Что касается изоалканов УВ, то наибольшей миграционной способностью характеризуются $C_{14}-C_{16}$ по сравнению с $C_{19}-C_{20}$. Соответственно в процессе миграции и с увеличением дальности миграции растут отношения алканы/цикланы, $\text{изо}(C_{14}-C_{16})/\text{изо}(C_{19}-C_{20})$. Согласно растворимости изопреноидов пристан-и- C_{19} растворяется лучше, чем фитан-и- C_{20} , и отношение и- C_{19} /и- C_{20} должно расти в процессе миграции. Однако эмпирические данные по различным нефтям разновозрастных бассейнов свидетельствуют об устойчивости этого отношения, и большинство исследователей склонны рассматривать его в качестве биомаркера — одного из самых устойчивых генетических показателей.

Характер изменения полициклических биомаркеров также может быть использован при установлении миграционных процессов. Так, трициклические терпаны-хейлантаны более подвижны по сравнению с гопановыми УВ, и величина отношения

три/пента растет в процессе миграции. У стерановых биомаркеров наиболее подвижными являются стереоизомеры с конфигурацией $5\alpha 20R$ по сравнению с изомерами $5\alpha 20S$. Соотношение этих стереоизомеров по регулярным и перегруппированным стеранам $5\alpha 20R/5\alpha 20S$ предложено использовать как показатель миграции. Величина этого отношения возрастает в процессе перемещения флюида (Петров, 1984).

В процессе миграции происходит изменение изотопного состава углерода как в нефти в целом, так и в ее отдельных фракциях. Эмпирически и экспериментально установлено, что происходит облегчение изотопного состава углерода от легких фракций к более тяжелым и что для генетически единых нефтей концентрация изотопа ^{12}C тем меньше, чем выше в них содержание бензиновой фракции. Такой характер изменения изотопного состава углерода бензинов нефтей по разрезу мезозоя типичен для ряда месторождений Прикумско-Сухокумской зоны Восточного Предкавказья (рис. 5.9): бензины нижнемеловых отложений за некоторым исключением тяжелее юрских, что соответствует уменьшению в последних отношения $(C_5+C_6)/(C_7+C_8)$. Отмечаются и обратные соотношения. Так, при региональной миграции установлено общее облегчение изотопного состава углерода нефти, т.е. увеличение содержания изотопа ^{12}C по направлению миграции, что, видимо, обусловлено сорбцией наиболее изотопно-тяжелых смолисто-асфальтеновых компонентов нефти.

Характер распределения микроэлементов в нефтях также изменяется в процессе миграции. Изучению микроэлементов в нефтях различных регионов посвящены работы С.М. Катченкова, С.А. Пунановой, В.А. Чахмахчева, Э.В. Курганской, И.С. Старобинца и др. Установление повышения общей концентрации микроэлементов в высококипящих фракциях, а также приуроченности одних элементов к тяжелым фракциям (ванадий, никель, кобальт, хром), а других к легкокипящим (ртуть, сурьма, рубидий, медь, цинк, калий и др.) позволило проследить характер изменения микроэлементов в процессе миграции (Пунанова, 1974; Чахмахчев, 1983). Поскольку тяжелые фракции нефтей сорбируются легче, то концентрация соответствующих микроэлементов будет уменьшаться, в то время как содержание микроэлементов — спутников легких фракций (медь, цинк, калий и др.) будет расти. Величины отношений ванадий/медь, никель/медь, кобальт/медь являются достаточно информативными и закономерно снижаются в процессе миграции через слабопроницаемые глинистые разности. При миграции в водонасыщенных природных резервуарах, породы которых имеют низкие сорбционные свойства, эти показатели теряют свою информативность.

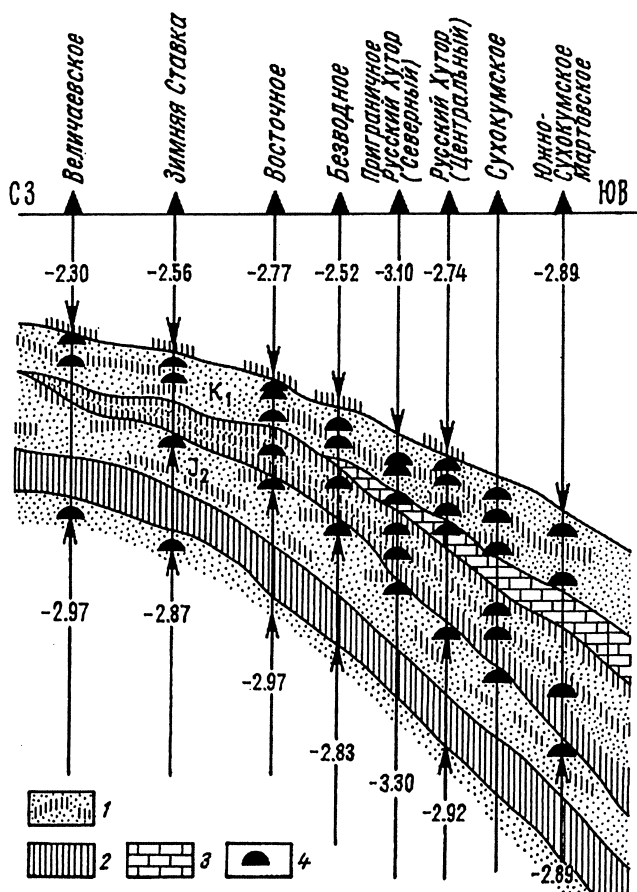


Рис. 5.9. Изменение величины $\delta^{13}\text{C}$ фракции н.к. 130 °C по разрезу месторождений Прикумско-Сухокумской зоны поднятий: 1 — песчаники с прослоями глин, 2 — глины, 3 — известняки, 4 — залежи нефти

Таким образом, большая часть рассмотренных геохимических показателей наиболее достоверны при вертикальной миграции через плохо проницаемые породы.

Для установления геохимических показателей миграции нефти в природном резервуаре необходим поиск таких соединений нефти, которые претерпевают фракционирование в процессе латеральной миграции. В качестве таких соединений было предложено использовать карбазолы — нейтральные азотсодержащие полиароматические соединения нефти. Эти соединения были выбраны в качестве маркеров миграции, так как они присутствуют в нефти в достаточно высоких концентрациях (0,1–0,5%); на

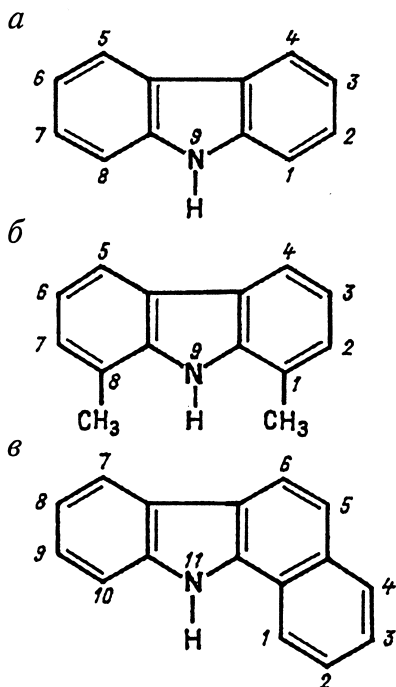


Рис. 5.10. Структурные формы: *a* — карбазола; *б* — 1,8-диметилкарбазола; *в* — бензо[а]карбазола

характер распределения карбазолов и его производных не влияют исходный тип ОВ, условия его седиментации, диагенеза и катагенеза, изменяются карбазолы только в процессе миграции (Фролов и др., 1987, 1989; Li et al., 1994). До сих пор точно не установлены биологические предшественники карбазолов, предполагается, что таковыми были белковые вещества и растительные алкалоиды. Последние входят в состав высших растений, а также в цианобактерии. Используются главным образом производные карбазолы, представленные в основном метилзамещенными, среди которых преобладают изомеры, у которых заместители расположены в положениях 1 и 8 (рис. 5.10). В процессе изучения карбазолов было установлено, что изомеры с одинаковым числом метильных (Me)

и этильных (Et) заместителей, но с различным их расположением резко отличаются по растворимости в неполярных растворителях. Так, растворимость карбазолов, замещенных Me-группами в положениях 1 и 8, в гексане составляет 0,2–0,3 мг/мл, тогда как растворимость изомеров с тем же числом заместителей, но в других положениях (2, 3, 4, 5, 6, 7), не экранирующих Н—N-группу, меньше в 10–20 раз.

В нефтях также отмечены значительные вариации отношения 1- к 2-метилкарбазолу (почти в 10 раз), в то время как соотношение между 2- и 3-метилкарбазолами изменяется едва заметно.

Исходя из данных по растворимости различных изомеров карбазола и того факта, что их содержание в нефтях близко к растворимости карбазолов в углеводородах, а также учитывая их высокую сорбционную способность, некоторые исследователи (Е.Б. Фролов, М. Ли, Р. Лартер, Б. Боулер) высказали предположение, что состав карбазолов в нефтях должен быть весьма чувствителен к миграционным процессам, а возможно, и контролирует их. Интенсивность миграционных процессов (дальность

миграции) выражается в потере первично генерированными карбазолами при миграции 1,8-Н- и Н-изомеров. При увеличении дальности (интенсивности) миграции отмечается рост отношений 1-Ме/2-Ме и 1-Ме/3-Ме, снижение отношений 1-Ме/1-Et, а также уменьшение концентраций бензокарбазолов. Такой характер изменения указанных параметров в нефтях единого генезиса рассматривается как результат их миграционного фракционирования. Эти предположения подтвердились на ряде объектов.

На примере нефтей юрского и нижнемелового резервуаров Прикумско-Тюленевской зоны поднятий Предкавказья, генетическое единство для каждого резервуара которых доказано комплексом биомаркерных показателей, было установлено, что по увеличению дальности миграции (около 100 км) происходит рост 1,8-диметилкарбазолов в два раза, величины отношения 1-Ме/2-Ме в три раза, 1-Ме/3-Ме в два раза (Фролов, Касьянова, 1997). Исследование карбазолов и характер их изменения в верхнедевонских нефтях Хорейверской впадины и Варандей-Адзвинской зоны Тимано-Печорского бассейна также подтвердили информативность этого показателя (Бушнев, Валяева, 2000). Величина отношения 1-Ме/2-Ме в исследованных авторами нефтях по направлению миграции возрастает от 1,17 в Южно-Торавейской площади до 1,67 в Варкнаватской. На схематической карте распределения отношений 1-Ме/2-Ме (рис. 5.11) показано вероятное направление миграции исходя из характера изменения этого параметра. Направление миграции (расстояние около 20 км) в двух направлениях также устанавливается по характеру распределения бензокарбазолов. Намеченное по карбазолам положение очага генерации совпадает с положением зоны прогибания — Морейюсской депрессии. Из приведенных примеров видно, что соотношение изомеров метилзамещенных произ-

Рис. 5.11. Изолинии показателя 1-Ме/2-Ме (карбазолы) в исследованных нефтях Хорейверской впадины и Варандей-Адзвинской зоны. Скважины: В-1 — 1-Варкнаватская, Ю-Т-31 — 31-Южно-Торавейская, М-3 — 3-Медынская, Т-35 — 35-Тобойская, М-32 — 32-Мядсейская. Стрелки указывают на вероятное направление миграции (Бушнев, Валяева, 2000)

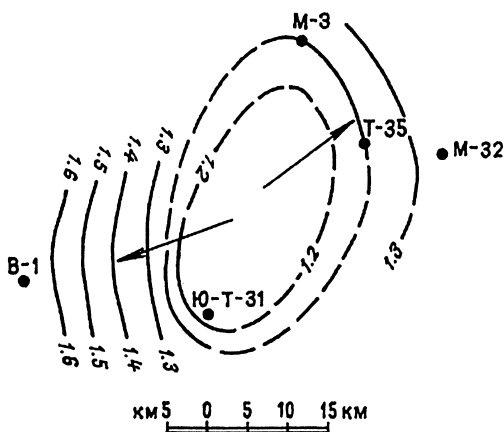


Таблица 5.2

Отношения геохимических параметров, растущих в процессе миграции

НЕФТЬ	КОНДЕНСАТ
Смолы/асфальтены	Алканы/арены
Бициклические арены/ трициклические арены	Изоалканы/н-алканы
$C_{15}-C_{20}/C_{21}-C_{26}$	Диметилалканы/монометилалканы
Изопреноиды/н-алканы	Бензин/керосин
Моноарены / биароматические	$C_{11}-C_{15}/C_{15}-C_{20}$
1-Me/2-Me карбазол	Бензол/толуол

водных карбазолов является достаточно надежным показателем латеральной миграции.

Как было отмечено выше, различные геохимические показатели в результате разного направления миграции изменяются не всегда однозначно, а некоторые из них разнонаправленно (например, ЦГ/ЦП) при вертикальной и латеральной миграции. Поэтому при рассмотрении характера изменения каких-то геохимических параметров нефтей для установления направленности миграции необходимо рассматривать более широкий круг геохимических вопросов: генетические показатели, корреляцию нефть — НМ-порода и др., а главное — необходимо их увязывать с конкретной геологической ситуацией.

Но, несмотря на неоднозначность изменений отдельных геохимических показателей, существуют геохимические параметры, однонаправленно изменяющиеся в процессе миграции, причем они различны для нефти и конденсата (табл. 5.2). Установление более широкого и информативного комплекса геохимических параметров — показателей миграции — задача современной резервуарной геохимии.

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ПРИРОДНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ И ПОКРЫШКИ НЕФТИ И ГАЗА

Нефть и газ пространственно и генетически связаны с осадочными бассейнами, сложенными мощными толщами осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Состав и структура пород в осадочных бассейнах разнообразны. Составными частями бассейнов являются нефтегазоносные комплексы, которые отражают разные этапы развития и отличаются по составу пород, степени их преобразованности и как следствие по характеру нефтегазоносности. Разведка нефти и газа может вестись отдельно на каждый из комплексов. В некоторых бассейнах различные комплексы разделены толщами практически непроницаемыми и не нефтегазоносными, например соленосные толщи в Прикаспии и Северогерманской впадине. Надсолевые и подсолевые толщи образуют совершенно различные комплексы, разведывать и эксплуатировать которые нужно раздельно.

Нефтегазоносные комплексы рассматриваются как природные (материальные) системы, обладающие различными способностями, и прежде всего аккумулировать углеводороды, а иногда и генерировать их. Комплексы состоят из главных элементов: пород-коллекторов, слагающих природные резервуары, пород-флюидоупоров и (не всегда) нефтегазоматеринских пород. Иногда комплексы отделяются друг от друга мощными толщами слабопроницаемых пород и представляют собой частично изолированную, полужакрытую систему со своими внутренними связями, определяющими распределение давлений, перетоки флюидов и др. Нефтегазоносные комплексы, обладая определенными индивидуальными чертами, тем не менее взаимодействуют и оказывают сильное влияние друг на друга, они являются частями единого бассейна как природной системы.

Нефтегазоносный комплекс является понятием нефтяной геологии, т.е. имеет прикладное, практическое значение. В общей теоретической геологии существует понятие «формация» (геоформация или даже геогенерация, как предлагал геолог-нефтяник Н.Б. Вассоевич). По составу пород и их мощности формации отражают этап развития (тектонический режим и климат) определенной тектонической зоны. Между нефтегазоносными ком-

плексами и формациями нет прямого соответствия. Комплекс может быть представлен одной или несколькими формациями или являться частью одной из них. В то же время, анализируя нефтегазоносные комплексы, нужно учитывать характер тех или иных формаций. Применение формационного анализа позволяет получить более полную общегеологическую характеристику нефтегазоносных комплексов. Кроме условий образования (тектоника, рельеф и климат) облик формаций (и нефтегазоносных комплексов) определяется составом исходных материнских пород, за счет которого образовались породы конкретной формации. Этот фактор определяет первичный состав пород, в особенности обломочных. Большую роль при формировании окончательных свойств и даже состава играют вторичные литогенетические преобразования на стадиях катагенеза и метагенеза. В результате образовавшаяся порода может существенно отличаться от того состава, из которого она образовалась. Это касается как цемента в обломочных породах, так и основной массы обломочных, глинистых, карбонатных и других толщ, испытывающих значительные преобразования. Состав пород и, следовательно, их петрофизические свойства существенным образом изменяются. Возникают углеводороды на стадии катагенеза в осадочных породах за счет рассеянного органического вещества. Параллельно с этим формируются и коллекторские свойства пород, определяющие их емкостные и фильтрационные свойства.

Нефтегазоносные комплексы обычно отличаются сходными особенностями продуктивных пластов. Чаще всего комплексы разделены между собой мощными толщами слабопроницаемых пород. Многие авторы отмечают, что в пределах комплекса продуктивные пласты имеют не только некоторые общие внутренние свойства, но сходны и формами тел, которые они образуют в геологическом разрезе. Все геологические тела как осадочных, так и магматических пород имеют определенную форму: пласты, линзы, сводообразные выступы, штоки и др. Форма тел зависит от обстановки, в которой эти породы образовались. Форма этих тел и свойства слагающих их пород в разных комплексах могут сильно различаться, например карбонатные рифовые массивы и русловые пески. Подход к их разведке и разработке различен. В практике объекты, входящие обычно в состав различных комплексов, называются часто *плеями* (play).

В нефтяной геологии к числу основных относятся понятия «коллектор» и «природный резервуар». Коллектор — порода, вмещающая флюиды, которые в нем относительно свободно перемешаются. Коллекторы слагают природные резервуары — тела определенной формы, ограниченные плохо проницаемыми по-

родами. В последних свободное перемещение флюидов не происходит или происходит, но с очень маленькой скоростью, в основном путем диффузии.

6.1. ПРИРОДНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ

Понятие «природный резервуар» было введено в нефтяную геологию давно. По-видимому, наиболее широко его стали употреблять известные геологи-нефтяники А.И. Леворсен (США) и И.О. Брод (СССР).

Под природным резервуаром И.О. Брод понимал природное тело определенной формы, во всем объеме которого происходят циркуляция флюидов и их дифференциация с выделением скоплений нефти и (или) газа в определенных местах — ловушках. А.И. Леворсен же под резервуаром понимал только ту часть пласта, которая занята залежью. Подход И.О. Брода, по-видимому, является более широким и правильным. Он выделил три крупные группы природных резервуаров: пластовые, массивные и литологически ограниченные со всех сторон. Эти названия более или менее условные и требуют дополнительного пояснения (рис. 6.1).

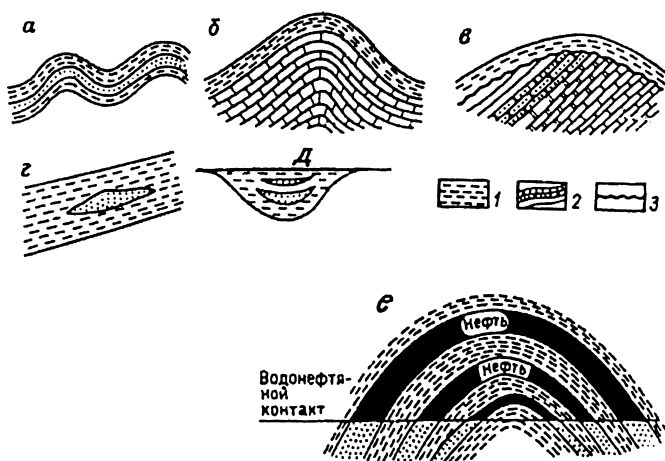


Рис. 6.1. Природные резервуары: *а* — пластовый, *б* — массивный однородный, *в* — массивный неоднородный, *г* — литологически ограниченный, *д* — литологически ограниченный в погребенной речной долине, *е* — пластово-массивный. Породы: 1 — непроницаемые, 2 — проницаемые, 3 — размыв

Под пластовыми резервуарами понимаются тела в слоистой толще, протяженность которых по латерали намного больше их мощности. Протяженность таких тел может достигать десятков километров, а мощность (толщина) — первых или десятков метров. В кровле и подошве они ограничены плохо проницаемыми породами. В большинстве случаев гидродинамический потенциал таких резервуаров очень велик, а отбор флюидов в нескольких локальных участках слабо сказывается на общих энергетических ресурсах резервуара (достаточно быстро восстанавливаются пластовые давления и др.). Основная циркуляция флюидов происходит вдоль пласта.

Под массивными природными резервуарами понимаются такие тела, размеры которых по разным направлениям примерно сопоставимы. Это обычно какие-то рифовые массивы, своды крупных складок, горстовые блоки и выступы другого происхождения. Размеры их значительно различаются — от десятков метров до десятков километров. Циркуляция флюидов происходит по горизонтали, вертикали и в других направлениях. Существенную роль в массиве имеет вертикальная дифференциация флюидов по плотности. Основное значение имеет перекрытие плохо проницаемыми породами сверху. При наличии общего нефтегазоводяного контакта в нескольких пластовых резервуарах, т.е. их гидродинамической связи, можно говорить о пластово-массивном резервуаре (см. рис. 6.1, е).

Наиболее крупную группу образуют резервуары, литологически ограниченные со всех сторон. В наиболее простом случае это песчаная линза в глинистой толще или какой-то участок повышенной трещиноватости или кавернозности в массиве осадочных или изверженных пород. Другим примером является погребенная речная долина, выполненная песчано-алевритовыми аллювиальными осадками (см. рис. 6.1, з, д).

Аллювиальные отложения имеют существенное значение как природные резервуары для нефти и газа в том случае, когда они сохраняются в ископаемом состоянии. Речным отложениям обычно свойственна форма вытянутых, нередко извилистых тел. Различаются отложения русел, прирусловых отмелей и валов, пойм. При усилении течения на дне реки образуются крупные промоины, заполняемые относительно более грубым материалом. Заполнение русла может происходить в разных условиях: как при непрерывном, так и при прерывистом процессе, при врезе реки как в уже уплотнившиеся породы, так и в мягкие, в том числе пластичные глинистые осадки. При непрерывном заполнении русла, врезанного в плотные породы, накопившиеся отложения в поперечном разрезе характеризуются плоской сверху и выпуклой

книзу формой, которая сохраняется даже при накоплении значительной мощности перекрывающих осадков. Вверх по разрезу размер зерен постепенно уменьшается от грубых (с включениями гравия и гальки) до алевритовых. Тело заполнения может слагаться как косослоистыми, так и горизонтально-слоистыми песчаниками. Степень сортированности песчаного материала варьирует по разрезу. В песчаниках могут присутствовать прослои и линзы глин.

Если русловая долина врежется в еще не уплотненные породы, то при последующем погружении и росте нагрузки проявляется эффект дифференцированного уплотнения. Если русло врезалось в глины, они в дальнейшем уплотняются и уменьшаются по мощности более, чем песок заполнения. В поперечном разрезе песчаное тело образует как бы двояковыпуклую линзу, иногда прорывая слои или вызывая их изгибание вниз (рис. 6.2). Прогибание слоев под телами заполнения более характерно для осадков проток в дельтовых условиях, где отлагается больше илов, пески вминаются в глины. Это характерно для русловых песчаников, в отличие от баровых. Крупными участками аккумуляции переносимого рекой материала являются дельты, характеризующиеся полифациальностью отложений. В расходя-

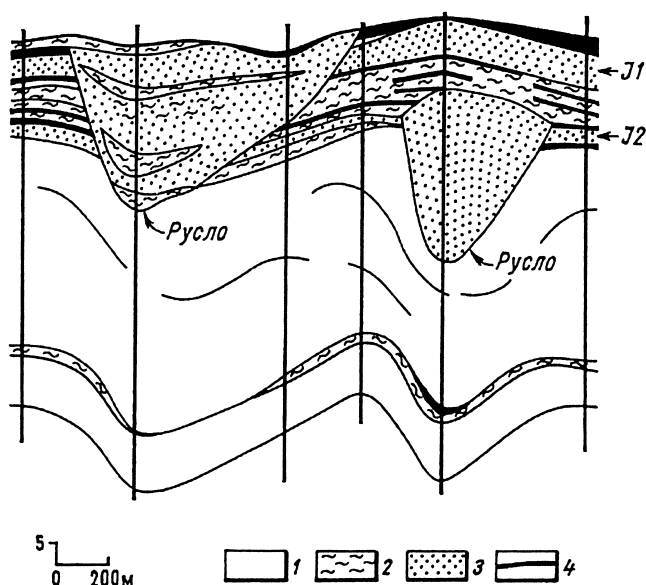


Рис. 6.2. Русловые песчаники формации Офисина в Венесуэле. Видно их внедрение в нижезалегающие породы: 1 — глины, 2 — алевриты, 3 — песчаники, 4 — прослои лигнитов

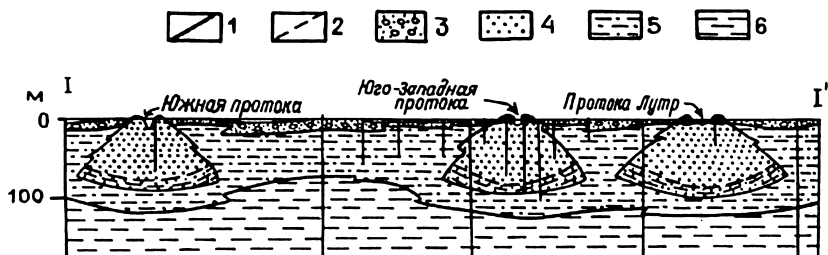
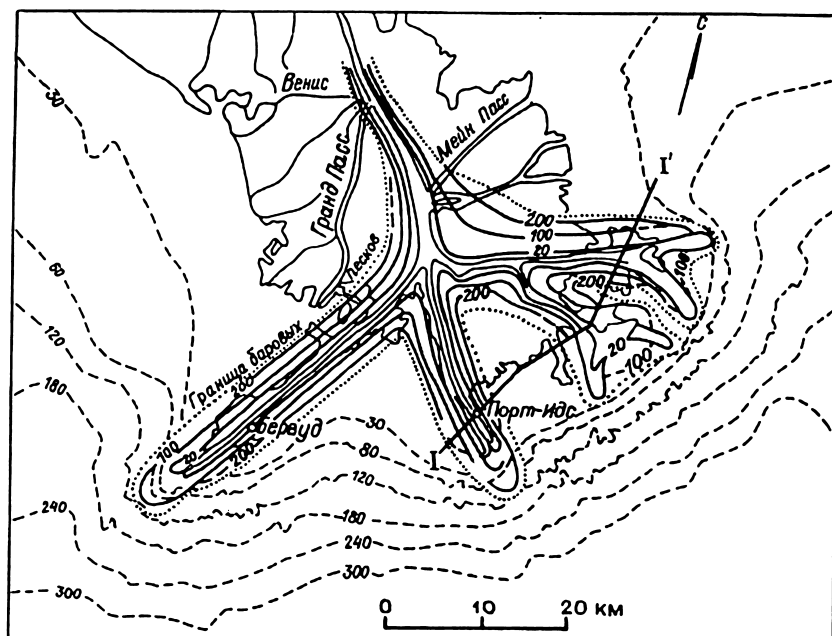


Рис. 6.3. Выдвинутые протоки дельты р. Миссисипи и их поперечные разрезы: 1 — линии профильного разреза, 2 — глубины, м, 3 — грубо-обломочные отложения, 4 — песок, 5 — алевролитово-глинистые, 6 — глинистый ил

щихся протоках наземной части дельты формируются вытянутые песчано-алевритовые тела с выпуклой поверхностью (рис. 6.3). В подводной части дельты аккумулятивные формы чаще имеют более плоское основание и выпуклую верхнюю поверхность, прорезанную руслами. В протоках наземных частей и в так называемой платформе — субгоризонтальной подводной части дельты — широко развиты косослоистые текстуры. Во внешней,

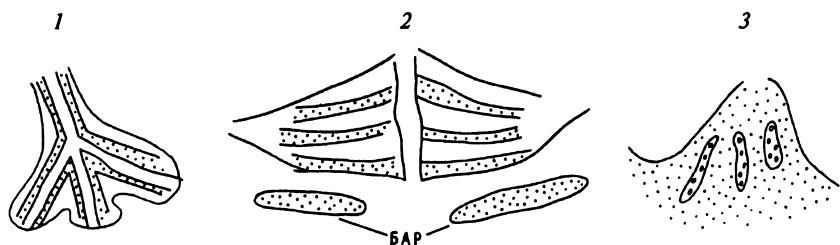


Рис. 6.4. Некоторые модели песчаных тел в дельте — возможных резервуаров нефти и газа: 1 — разветвляющиеся потоки при интенсивном вносе материала в бассейн и при отсутствии в нем интенсивных движений; 2 — песчаные валы, возникшие при перераспределении материала волнами; 3 — песчаные тела в эстуарии, формирующиеся под влиянием приливно-отливных движений

более крутой части авандельты широко развито многоярусное наслаивание косослоистых серий, отражающих наращивание фронта дельты. Можно выделить три главные модели природных резервуаров в дельте (рис. 6.4). Одна из них в наиболее выраженном виде представляет разветвляющиеся полосы песчаных тел, окаймляющих стрежни проток (см. рис. 6.4, 1). Обычно она возникает при интенсивном вносе материала рекой в бассейн и при отсутствии интенсивного перераспределения материала в этом бассейне (рис. 6.3 также отвечает этой модели). Вторая модель соответствует такому перераспределению вещества волнами и прибоем. При этом формируются и постепенно наращиваются песчаные валы (бары), сменяющиеся в сторону суши косами, а на берегу другими аккумулятивными формами (пляжи, дюны и др.) (см. рис. 6.4, 2). Схема чаще всего не носит симметричного характера, поскольку материал может переноситься вдольбереговыми течениями, в результате чего возникают косы, которые отгораживают заливы или лагуны. При интенсивных приливно-отливных течениях и умеренном переносе материала рекой происходит его накопление в широком устье (эстуарии). Аккумулятивные формы часто вытянуты несогласно общему простиранию берега, формируются так называемые фингер-бары, часто даже на некотором удалении от устья. Материал в этих телах хорошо отсортирован (см. рис. 6.4, 3).

Наиболее крупные нефтегазоносные дельтовые комплексы известны на пассивных окраинах. Обычно они приурочены к крупным депрессиям и развиваются на фоне грабен. При выдвигании (проградации) дельты, если река впадает в океан, дельтовое тело может перекрывать зону перехода от континентальной к океанической коре.

На береговых пляжах образуется несколько типов песчаных резервуаров. Типичный пляж подразделяется на относительно сглаженную фронтальную наклонную поверхность, которая снизу ограничивается самым низким уровнем стояния воды и некоторым уступом (берм). От тыловой части берма на различное расстояние в глубь суши протягивается относительно выровненная полоса, куда могут захлестывать волны во время сильного шторма или нагонного ветра. Эта полоса может ограничиваться либо уступом (кроме террасы), либо линией, за которой развиты песчаные дюны. Гряды дюн иногда представляют собой древние песчаные валы, созданные совместно рекой и морем (озером). В случае высоких приливов и широкого отлогого берега обширное пространство за пляжем, полностью или частично покрываемое водой прилива, называется *маршем* — это прибрежная заливаемая приливно-отливная равнина с промоинами, водотоками, по которым вода уходит при отливе. Пески пляжа представляют собой крупное аккумулятивное тело, протягивающееся на очень большие расстояния.

Некоторые пляжи сложены перетертыми обломками раковин или известковыми оолитами, они очень быстро цементируются, и возникают бичроки. Гряды, сложенные пляжевыми песками, образуют мощные системы вдоль морских побережий, это хорошо видно на примере Мексиканского залива (рис. 6.5). В соответствии с конфигурацией береговой линии полоса пляжа может изгибаться и прерываться. Вдоль берега протягиваются и гряды подводных баров. Сильные штормы разрушают, а затем вновь формируют бары так, что материал здесь хорошо сортируется. Прибрежные бары, представляющие собой иногда барьерные острова, развиты почти на всех мелководьях. Вытянутые цепи песчаных островов часто отделяют от моря (озера) лагуны. Если эти песчаные острова прилегают к выступающей части суши, они имеют вид кос, иногда отгораживающих бухты, в которые впадают реки. Обращенный к морю край бара (барьерного острова) обычно сглаженный, ровный, а противоположный внутренний край более неровный. Гидродинамические и гидрохимические характеристики водной среды часто различаются на противоположных сторонах этих островов. Бары образуются в результате совместного действия намывных приливных и вдольбереговых течений, разносящих материал. Для формирования баров нужен некоторый избыток приносимого материала. Современные бары широко известны. Ископаемые бары являются резервуарами нефти и газа. Хорошо изучен баровый комплекс Бисти позднемелового времени в бассейне Сан-Хуан в США (рис. 6.6). Здесь выделяются предбаровые, баровые и забаровые фации. Предбаровые

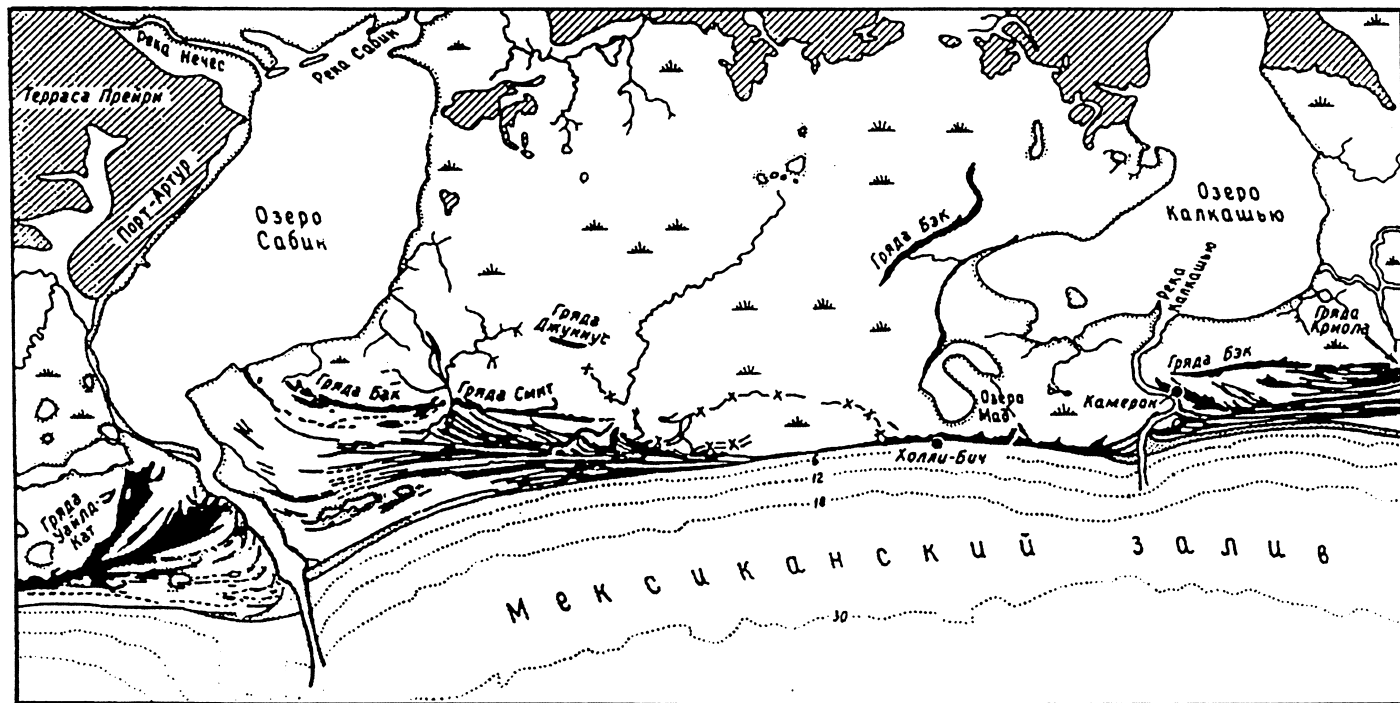


Рис. 6.5. Песчаные гряды (черное) на побережье Мексиканского залива. На карте глубины показаны в футах

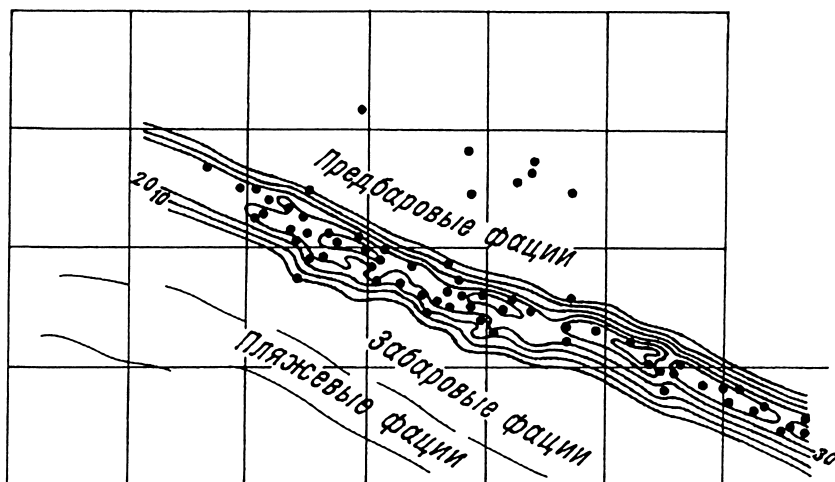
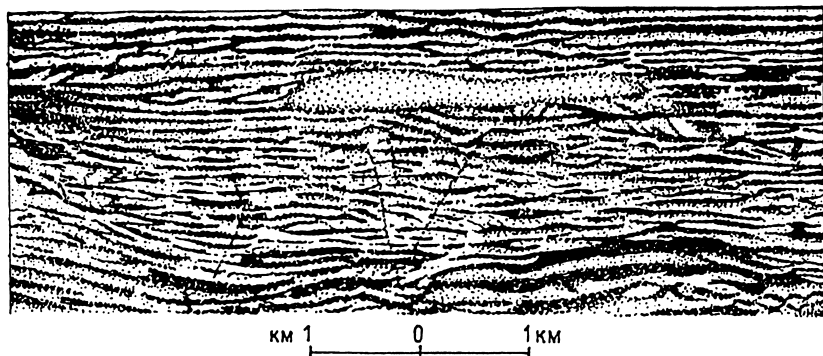
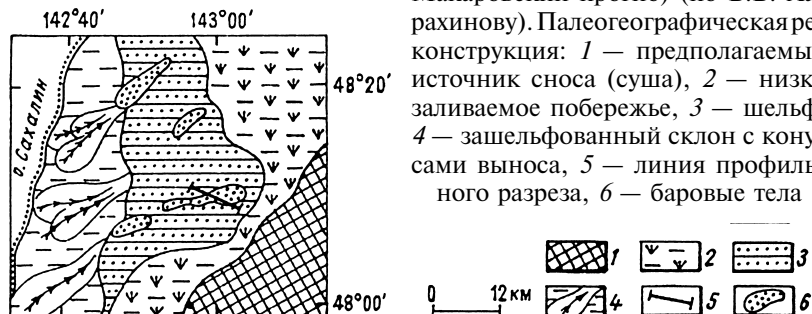


Рис. 6.6. Карта изопакит (в футах) баровых песчаников месторождения Бисти с нанесенными в виде точек скважинами

Рис. 6.7. Баровые песчаные тела в миоценовых отложениях (Сахалин, Макаровский прогиб) (по В.В. Харахинову). Палеогеографическая реконструкция: 1 — предполагаемый источник сноса (суша), 2 — низко заливаемое побережье, 3 — шельф, 4 — зашельфованный склон с конусами выноса, 5 — линия профильного разреза, 6 — баровые тела



фации месторождения Бисти представлены глинами с остатками фауны открытого моря, баровые — глауконитовыми песчаниками, забаровые — песчанистыми глинами и глинистыми песками с небольшим количеством доломита. Месторождение Бисти, расположенное в бассейне Сан-Хуан, представляет собой пример хорошо изученного древнего бара, протягивающегося более чем на 50 км при ширине около 1 км. Это песчаники верхнего мела, которые образовались в бассейне Сан-Хуан, представлявшем в то время отгороженный залив моря, покрывавшего территорию современного Западного внутреннего бассейна. Другой пример баровых тел (рис. 6.7) представлен палеогеографической схемой, на которой выделены баровые тела в миоценовых отложениях на юго-восточном шельфе Сахалина и на сейсмическом профиле, где выделяется одно из этих тел. Баровые отложения часто характеризуются высокими фильтрационно-емкостными свойствами.

Выклинивание пластов является одним из типов ограничения природных резервуаров (и предпосылкой возникновения ловушек для углеводородов). Примером этого служат заливообразные линии выклинивания песчаников олигоценного возраста (майкопская серия) на северном склоне Кавказа в Краснодарском крае. Выклинивание и замещение линзообразных пластов песчаников и алевролитов глинами на склонах бассейна хорошо видны на примере Приобского месторождения в Западной Сибири (рис. 6.8).

На шельфе иногда перемешаются большие массы обломочного материала, особенно во время сильных штормов, происходят размыв и переотложение осадков. Ширина этой шельфовой зоны может быть очень значительна. При слабом наклоне дна и даже незначительных колебаниях уровня моря перемещение береговой линии достигает больших масштабов, и однородный характер переработки материала выдерживается на обширных площадях — формируются протяженные пласты, для них характерна выдержанная параллельная и слабоволнистая слоистость. Во внешней части шельфа гидродинамическая активность в целом убывает, хотя струи течений продолжают действовать. Перенос материала здесь осуществляется преимущественно во взвешенном состоянии, среди осадков преобладают мелкозернистые разности, увеличивается количество глинистого вещества. Текстуры осадков преимущественно тонкослоистые. Развитие терригенных коллекторов здесь прежде всего связано с зонами морских течений. Песчано-алевритовые породы в этих условиях более надежно изолированы глинами, чем на внутреннем шельфе. Примером резервуаров с высокими свойствами служат газonosные песчаники хадумского горизонта палеогена на Ставрополье.

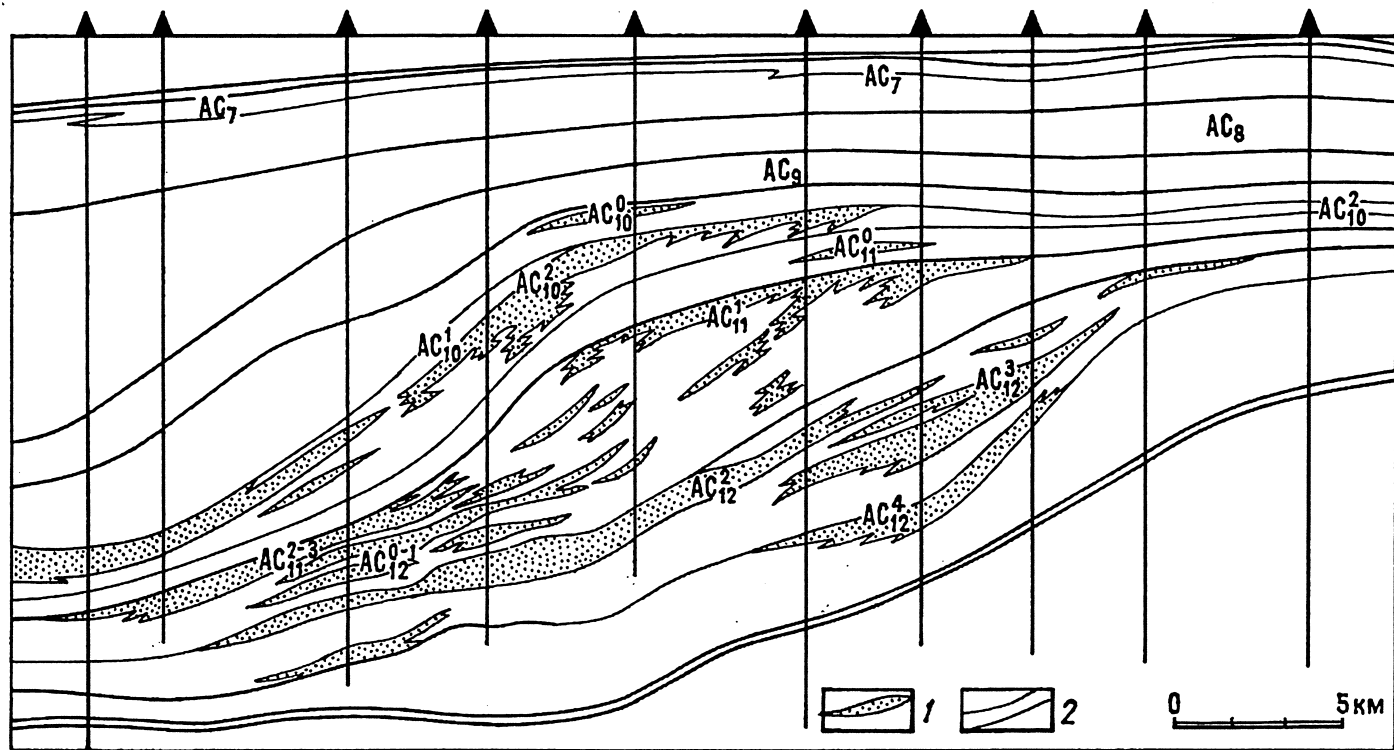


Рис. 6.8. Выклинивание песчаных горизонтов в разрезе юры Приобского месторождения в Западной Сибири (по Ю.Н. Карагодину): 1 — алевропесчаные продуктивные и возможно продуктивные пласты, 2 — региональные глинистые пачки

Континентально-склоновые отложения также выступают в роли природных резервуаров. Для формирования отложений в каньонах и глубоководных конусах выноса большую роль играет гравитационный фактор во время действия скоростных мутьевых потоков на подводных склонах. Подводные каньоны, врезааясь в континентальный склон, а часто и в шельф, переносят материал к основанию склона, где он и скапливается, образуя глубоководный конус выноса (фэн). Ниже устьев крупных рек конусы могут образовать единую систему с их дельтами. В верхней части конус имеет активное (для данного момента) питающее русло, которое ниже разветвляется на протоки (как и в дельте). Русло и особенно протоки часто ограничены прирусловыми валами. Конус подразделяется на три части: 1) верхнюю с центральным руслом, 2) среднюю (средний конус или «супрафэн»), сложенную лопастями, образовавшимися в результате переноса материала по отдельным протокам в разное время, поэтому они частично могут перекрывать друг друга (средний конус имеет наиболее выпуклую поверхность и выражен в рельефе дна), 3) нижнюю, для которой характерна выровненная поверхность, рассеченная мелкими разветвляющимися протоками. В целом конус напоминает дерево, опрокинутое кроной вниз. В наиболее проточных частях конусов материал бывает хорошо промыт. В прирусловых валах песчаный материал более мелкий и обогащен глиной. Межрусловые участки долин характеризуются накоплением только мелких осадков из взвеси в воде в результате медленного осаждения, которые в период спокойного развития покрывают весь фэн.

Средняя часть глубоководного конуса выноса (или супрафэн) является активным полем осадконакопления. Обилие осадков иногда формирует выпуклую поверхность дна, рассеченную многочисленными руслами, разветвляющимися на протоки и ограниченные иногда прирусловыми валами. Среди русел выделяются действующие и уже отмершие, покрытые слоем пелагических илов. В целом супрафэн представляет совокупность веерообразных лопастей, накопившихся в разное время. В поперечном разрезе они представляют линзы более грубого материала среди глинистых осадков (рис. 6.9). Супрафэн представляет собой как бы подводную дельту, в линзах отмечается погрубение материала вверх по разрезу. В нижней части супрафэна русла постепенно исчезают, и к его нижней границе пески почти выклиниваются вниз по падению. Песчаные фации средней части фэна могут соединяться с песками питающей долины верхней части и образовывать единый достаточно мощный песчаный резервуар сложной разветвленной формы.

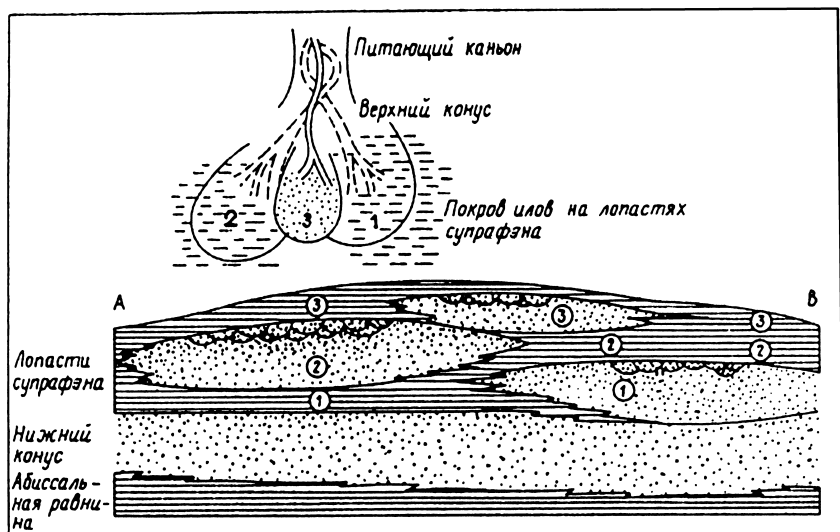
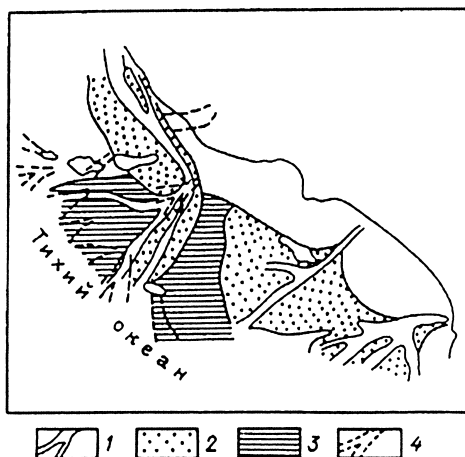


Рис. 6.9. Строение средней части (супрафэна) глубоководного конуса выноса. Показаны перекрывающие друг друга в плане лопасти и их расположение в разрезе

Нижняя часть глубоководного конуса обычно бывает самая большая по площади развития. Вместе с супрафэном она образует подножие континентального склона в океанах и глубоководных морях. Поверхность дна здесь пологоволнистая, рассечена слабоврезанными мелкими руслами. Здесь господствуют уже чисто пелагические условия осадкообразования и может отлагаться повышенное количество ОВ. В периоды усиления поступления материала с верхних этажей сюда проникают турбидитовые течения, они растекаются из русел и в периферийной части конуса текут уже широким фронтом. Среди турбидитов преобладают тонкослоистые разности глинистого и алевритового материала, много растительного детрита. В периоды сильных импульсов образуются плащеобразные покровы мелкопесчаного материала, в котором может быть видна градационная слоистость. Фации нижнего конуса постепенно переходят в фации абиссальных равнин. В процессе роста и продвижения глубоководных конусов от берега в океан (море) отложения средней, а затем и верхней части накладываются на нижний конус и образуется стратифицированный разрез с общим укрупнением материала кверху. Процессы перемещения и накопления осадочного материала в глубоководных конусах чутко реагируют на колебания уровня океанического (морского) бассейна, а также изменение объема твердого стока, поступающего из источника питания. При низком уровне стоя-

Рис. 6.10. Система склоно-во-потоковых образований (глубоководных конусов выноса) на калифорнийском борделенде: 1 — современные врезы, 2 — песчаные тела, 3 — глинисто-алевритовые отложения, 4 — погребенные долины неогенового возраста



ния в русла с континента приносится более грубый материал. Повышение уровня в океане отражается в заполнении русел конусов глинистыми илами. Ранее сформированное песчаное тело перекрывается ими. Если материала поступает много, то конусы расширяются, сливаются между собой и могут образовать почти непрерывную полосу на континентальном склоне. Подобную ситуацию можно видеть на крутом континентальном склоне (бордерленде) штата Калифорния в США (рис. 6.10).

В различных нефтегазоносных комплексах могут преобладать те или иные разновидности природных резервуаров. Например, на широких шельфах эпиконтинентальных морей будут образовываться в основном пластовые резервуары, а для озерно-речных равнин характерны резервуары линзовидной формы и другие ограниченные по распространению разновидности. В мощных песчаных свитах возникают условия существования массивных резервуаров. Последние больше характерны для карбонатных пород, нефтегазоносность которых широко известна. В них находятся очень крупные и даже уникальные скопления углеводородов (особенно в районе Прикаспия, Персидского и Мексиканского заливов). Наиболее распространены рифогенные известняки, образующие выпуклые тела, которые имеют общее название биогермы. Состав рифостроителей, т.е. организмов, скелеты которых образуют биогермы, разнообразен: коралловые полипы, мшанки, различные двустворки. Биогермы пластовой формы образованы карбонатами, замещающими водоросли в местах их массового расселения. Такие тела называются строматолитами.

Среди карбонатных комплексов наиболее крупные скопления углеводородов приурочены к тем из них, которые содержат ри-

фогенные тела. Внутреннее строение рифовых массивов сложное. Сами рифовые тела резко выделяются в рельефе поверхности комплекса. Относительное превышение вершин массивов может достигать 1–2 км. В целом риф является резервуаром массивного типа, но внутри него зоны отличаются друг от друга. Это прежде всего ядро рифового массива, его склоны, сложенные скелетными остатками разных организмов. Кроме того, выделяется так называемый обломочный шлейф в нижней части склона, образованный при разрушении рифа абразией, а между рифовых массивов — депрессионные фации, сложенные тонкозернистым глинисто-карбонатным материалом. Породы во всех этих частях имеют различную структуру и свойства. Внутри ядра породы, сложенные скелетами разных организмов, также различаются по своей структуре. В рифах формируются субгоризонтальные протяженные зоны или горизонты, в которых породы были выщелочены и промыты в зонах наиболее активного воздействия различных агентов, например при выходе рифа выше уровня моря. Это горизонты развития так называемых «ситчатых» известняков с очень высокой пустотностью. Из этих зон получают особенно высокие объемы нефти — тысячи тонн в сутки (ряд месторождений Ближнего Востока и Мексики). По форме рифы бывают более или менее изометрические куполовидные или с несколькими куполами на одном основании, вытянутые или кольцевые (типа атоллов).

Размеры массивов могут быть очень крупными. Так, рифовый массив каменноугольно-нижнепермского возраста месторождения газоконденсата Карачаганак в Прикаспийской впадине по протяженности превышает несколько километров и имеет высоту около 1,5 км. В нем выделяются коллекторы различных типов. Лучшие порово-трещинные коллекторы приурочены к зонам выщелачивания, другие могут характеризоваться более скромно. Схематически это показано на рис. 6.11. Коллекторские свойства зависят и от того, скелеты каких организмов служат рифообразователями (кораллы, мшанки, брахиоподы и др.).

Крупный рифовый массив каменноугольно-пермского возраста, достигающий в поперечнике 20 км, находится в Западном Казахстане вблизи берега Каспия. С ним связано крупнейшее Тенгизское месторождение нефти. Другое подобное месторождение, Кашаган, находится под водами Каспийского моря. Рифовые тела нередко находятся по краям так называемых «карбонатных платформ» мощных пологозалегающих толщ. Вместе с рифами они могут образовывать единые крупные массивные резервуары. В составе этого же комплекса выделяются банково-рифовые фации, близкие по генезису к рифовым массивам. Эти фации ха-

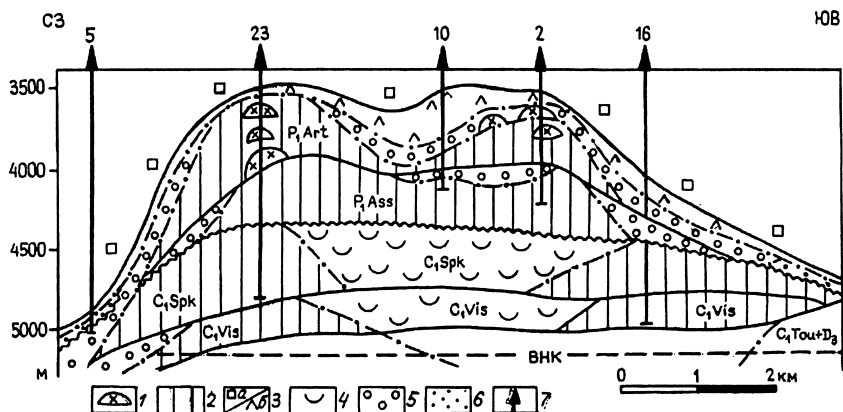


Рис. 6.11. Карачаганакское нефтегазоконденсатное месторождение. Модель распространения различных типов коллекторов в разнофациальных карбонатных отложениях (по К.И. Багринцевой): 1 — каверно-поровые; 2 — поровые в биогермах; 3 — эвапоритовые породы: а — галит, б — сульфаты; 4 — внутрилагунные; 5 — склоновые; 6 — шлефовые; 7 — скважины

рактизуются узкозональным полосовидным распространением, с которым связаны соответственно литологически ограниченные резервуары, развитые по бортам крупных впадин.

Пластовые резервуары в карбонатных толщах встречаются реже, но в некоторых случаях они обладают очень высокими качествами. Прежде всего это пласты оолитовых известняков, которые по структурно-текстурным особенностям сходны с обломочными породами, однако по вторичным изменениям они различны.

Комплексы, сложенные массивными известняками, образуют природные резервуары преимущественно в зонах развития тектонической или литологической трещиноватости или в участках развития кавернозности (чаще всего в доломитах и доломитизированных известняках). Свод крупной складки в массивных известняках, нарушенных трещинами, образует массивный резервуар. Отдельные небольшие зоны трещиноватости и кавернозности обеспечивают возникновение литологически ограниченных резервуаров. Переходную роль играют терригенно-карбонатные или глинисто-карбонатные комплексы с резервуарами сложного вида. Вследствие общей системы трещиноватости в этих толщах образуются массивные резервуары сложного литологического состава.

Тип природного резервуара — это только одна из характеристик нефтегазоносного комплекса. Нефтегазоносные комплексы в бассейнах древних и молодых платформ, подвижных поясов, активных и пассивных континентальных окраин различны. По

вертикали комплексы также различаются. Например, на более ранних этапах формирования бассейнов древних платформ в рифтогенах формируются комплексы, резко отличные от комплексов более верхнего типично платформенного чехла. Применяя при их изучении методы фациального и формационного анализов, исследуя историю формирования пород, можно на научной основе прогнозировать типы природных резервуаров.

6.2. КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА

Коллекторами нефти и газа, слагающими природные резервуары, называются породы, способные вмещать подвижные вещества (воду, нефть, газ) и отдавать их в естественном источнике или в горной выработке (колодце, шахте, скважине и др.). Основным свойством пород-коллекторов является наличие пустотного пространства, которое и заполняют флюиды.

Пустоты могут быть первичными, образовавшимися при формировании самой породы (камеры в раковинах, поры между зернами и кристаллами), и вторичными, возникшими в процессе дальнейшей жизни пород. Пустотами обладают все типы горных пород в той или иной степени, но отдавать флюиды могут не все. В существующих классификациях пустоты подразделяются по размерам и видам. По размерам наиболее простым является их деление на три категории: 1) субкапиллярные с сечением менее 0,002–0,001 мм, вода в них находится в связанном виде, образует пленки на стенках пор и каналов и не движется; 2) капиллярные с сечением от 0,002–0,001 до 0,1 мм, в которых на перемещение действуют силы капиллярного давления; 3) сверхкапиллярные — крупнее 0,1 мм, в которых возможно движение жидкости под влиянием силы тяжести. По видам пустоты различаются более условно. Обычно выделяются поры, каверны, биопустоты и трещины. Если исключить трещины, то другие категории различаются не вполне четко. Порами принято называть пустоты в обломочных породах между зернами (гранулами), и пористость называется межзерновой (межгранулярной), а соответственно и коллекторы. Кавернами называются пустоты, возникшие в результате растворения цемента, выщелачивания каких-либо минералов. Особенно они характерны для карбонатных пород. Размеры каверн различны. Пещеры также являются разновидностью пустот выщелачивания. К своеобразным пустотам выщелачивания относятся пустоты в оолитовых известняках, когда оолиты полностью или частично выщелачиваются и может остаться скелет из скрепляющего их цемента. Такая структура коллектора называется отрицательно оолитовой.

Биопустоты бывают внутриформенные и межформенные. К первым относятся внутренние пустоты в раковинах (камеры аммонитов, фораминифер и др.), а также пустоты, разделенные перегородками, внутри коралловых скелетов. К межформенным относятся пустоты между раковинами в известняках-ракушнях.

Трещины — это пустоты совершенно другого происхождения, это разрыв сплошности пород. Выделяются две крупные группы: литогенетические и тектонические трещины, внутри которых есть разновидности. Среди литогенетических различаются трещины диагенетические, возникшие при уплотнении осадка, катагенетические, возникшие уже в горной породе при перекристаллизации, и другие, есть трещины и более глубоких стадий преобразования пород. Тектонические трещины формируются под влиянием различных причин. Различают эпейроклазы, возникающие при колебательных эпейрогенических движениях, диаклазы — при складкообразовательных движениях, вблизи тектонических разрывов, и др. Подразделяются трещины по протяженности и раскрытию: менее 0,1 мм — микротрещины, более 0,1 мм — макротрещины. Классификация пустот приведена в табл. 6.1.

В соответствии с видами пустот коллекторы бывают поровые (в обломочных и некоторых породах они называются межгранулярными), кавернозные, трещинные, биопустотные. Есть и смешанные типы — порово-трещинные и др.

Наиболее уникальными нетрадиционными коллекторами являются битуминозные глинистые породы. Они известны в разных районах: в Ставропольском крае, в Техасе (США). Наибольшую известность как коллекторы получили глинистые породы баженовской свиты позднеюрского возраста в Западной Сибири. Максимальный дебит из них на Салымском месторождении достигал нескольких сотен тонн в сутки. Породы имеют пелито-

Таблица 6.1

Классификация пустот

Типы коллекторов	Межгранулярные (поровые)	Трещинные	Каверновые	Биопустотные
Пустоты	порово-трещинные	трещинно-каверновые		внутрискелетные и межскелетные
	поры	трещины	каверны	
Породы	Обломочные			
	Карбонатные			
	изверженные			кремнистые
	глинистые метаморфические			

вую структуру, микрослоистость подчеркивается распределением ОВ, содержание которого достигает 25%, содержание свободного кремнезема повышенное — до 10–30%, общая пористость 5–8%, плотность 2,23–2,4 г/см³, что заметно ниже по сравнению с выше- и нижележащими горизонтами.

6.3. СВОЙСТВА КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Характеристика коллекторов дается по их основным свойствам: пористости, проницаемости, структуре порового пространства, остаточной водонасыщенности, физико-химическим свойствам поверхности пустот и др.

Пористость

В породах различают несколько видов пористости (пустотности): общую (или абсолютную), открытую (или насыщения), эффективную (или динамическую) и закрытую. Под общей понимается объем всех видов пустот (трещины как пустоты совершенно другого генезиса целесообразно не учитывать). Отношение объема всех пустот к объему породы, их содержащей, называется коэффициентом общей пористости. Сходное определение имеет и коэффициент открытой пористости, только здесь учитывается объем сообщающихся между собою пор и каналов. Обычно за вычетом некоторого количества воды, содержащейся в порах в пределах залежи, коэффициент открытой пористости используется при подсчете общих геологических запасов углеводородов. Под эффективной пористостью понимается объем тех пор и соединяющих их каналов, по которым возможно реальное перемещение флюидов. Не учитываются тупиковые, застойные пустоты или поры очень мелкого размера, хотя в объем открытой пористости они входят. Этот вид пористости используется при подсчетах извлекаемых запасов. Под закрытой пористостью подразумевается объем изолированных пор, не имеющих связи с другими пустотами.

При погружении пород на все большие глубины пористость в целом убывает, хотя и неравномерно. В разной степени уменьшаются и различные виды пористости. Например, открытая пористость снижается в большей степени, так как каналы, соединяющие отдельные поры, при увеличении давления могут сомкнуться, а поры — превратиться в закрытые. Величина закрытой пористости при погружении даже может относительно возрастать.

Определение пористости происходит как экспериментально в лаборатории, так и косвенно, по данным разных видов каротажа. Общая пористость определяется по сопоставлениям величин средней минеральной плотности зерен и плотности породы в объеме (объемная плотность). Ясно, что они будут различаться тем больше, чем больше в породах пустотного пространства при одинаковом минеральном составе. Разность между плотностью породы и минеральной плотностью — это и есть коэффициент общей пористости. Открытая пористость определяется при помощи керосинонасыщения. Определяется объем образца и объем вошедшего в сухой образец керосина, который заполнит только сообщающиеся поры. Соотношение объемов дает соответственный коэффициент. Эффективная пористость определяется более сложно: либо путем заполнения породы искусственной моделью нефти — смолы определенного состава, которая застывает в порах, либо расчетным путем по сопоставлению пористости с проницаемостью.

Пористость пород и размеры пустотных пространств изменяются под влиянием различных факторов. Уменьшение размеров пор и снижение пористости происходит по мере роста давления. Но при повышении давления флюидов или в результате растворения нередко наблюдается и возрастание пористости.

В обломочных недоуплотненных породах величина пористости зависит от формы зерен (при одном и том же размере) и от их укладки. В неглубоко залегающих сеноманских песчаниках Уренгойского газового месторождения при свободной укладке угловатых зерен пористость достигает 40%. Большое влияние на величину пористости оказывает также степень отсортированности материала, при низкой отсортированности мелкие зерна забивают поры между крупными частицами.

Способ образования, генетический тип обломочной породы часто имеют определяющее значение для пористости, заложенные в момент образования породы качества могут сохраняться до больших глубин. Особенно хорошо это заметно в отложениях скоростных потоков на склонах бассейна осадконакопления, где материал хорошо сортируется, а глинистые фракции вымываются. По-видимому, поэтому на апшеронском шельфе на глубине 6,5 км пористость плиоценовых песчаников составляет 18%.

Цементация породы также снижает пористость. В карбонатных породах процессы выщелачивания, доломитизации вызывают увеличение пористости, а перекристаллизация часто ее уменьшает. Все процессы литогенеза так или иначе влияют на пористость, в том числе изменения в глинистом цементе, катаклаз, растворение зерен химически малостойких минералов и т.д.

Емкостные свойства породы-коллектора, слагающей природный резервуар, определяются таким важным параметром, как эффективная емкость (q), по формуле

$$q = K_{\text{п}} \cdot H_{\text{эф}},$$

где $K_{\text{п}}$ — средняя пористость породы в пределах исследуемой части пласта, $H_{\text{эф}}$ — средняя эффективная толщина пласта.

Проницаемость

Проницаемость — это свойство какого-либо вещества пропускать сквозь себя частицы другого вещества. Под проницаемостью горных пород понимается их способность фильтровать жидкости и газы при перепаде давления. Различают проницаемость нескольких видов. Абсолютной называется проницаемость, измеренная при прохождении через породу какого-либо флюида (жидкость, газ) в условиях полного насыщения пор породы этим флюидом. Измерять ее лучше по какому-нибудь инертному газу (можно воздуху, так как он обычно достаточно инертен). Жидкости же могут существенно реагировать с породой. Фазовой или эффективной называется проницаемость, определенная по какому-либо флюиду в присутствии в породе другого флюида. Например, через водонасыщенную породу пропускают газ. Это отражает реальные природные условия, так как в пластах часто присутствуют два флюида (нефть—вода, газ—вода), а иногда и три (в залежи нефти, где также есть вода и может выделяться растворенный газ при снижении давления).

Отношение фазовой проницаемости, измеренной по какому-либо флюиду, к абсолютной, измеренной в условиях полного насыщения породы этим флюидом, называется относительной проницаемостью.

Абсолютную и фазовую проницаемость горных пород определяют по закону Дарси, согласно которому скорость фильтрации (и объем прошедшего вещества) в пористой среде при струйном ламинарном потоке прямо пропорциональна перепаду давлений и обратно пропорциональна динамической вязкости:

$$v = Q/F = k (P_1 - P_2) / \mu L,$$

где v — скорость линейной фильтрации; Q — объем флюида, прошедшего через породу; F — площадь поверхности породы, через которую проходит фильтрация; k — коэффициент пропорциональности, который и рассматривается как коэффициент проницаемости породы; P_1 и P_2 — давление соответственно на

входе и выходе из образца; L — длина образца породы; μ — динамическая вязкость фильтрующейся фазы.

В случае фильтрации газа объемный расход его Q при среднем давлении (середина образца) P составляет

$$Q = 2Q_0 P_0 / (P_1 + P_2),$$

где Q_0 — расход газа при атмосферном давлении P_0 . Коэффициент проницаемости

$$K_{пр} = Q\mu L / FAP.$$

В системе СИ величины имеют размерности: Q — $\text{м}^3/\text{с}$, F — м^2 , L — м , P — Па , μ — $\text{Па}\cdot\text{с}$. При этом проницаемость будет выражаться в м^2 , т.е. проницаемостью в 1 м^2 обладает порода, при фильтрации через образец которой площадью поперечного 1 м^2 при перепаде давления 1 Па на 1 м длины расход флюида вязкостью $1 \text{ Па}\cdot\text{с}$ составляет $1 \text{ м}^3/\text{с}$. Для реальных пород этот размер очень велик, и обычно проницаемость измеряется в микрометрах (мкм).

Старая, но часто употребляемая единица проницаемости D называется по имени ученого Дарси. При применении старой системы единиц СГС определение единицы D можно дать в следующем виде: порода обладает проницаемостью в $1 D$, если однофазный флюид с вязкостью в 1 сантипуаз (сп) фильтруется со скоростью $1 \text{ см}/\text{с}$ с расходом 1 см^3 в 1 с при площади поперечного сечения 1 см^2 и при перепаде давления 1 атм (760 мм рт. ст.). Тысячная часть дарси называется миллидарси (мД). Для перевода одних единиц в другие существует соотношение

$$1 D = 1,02 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2 \approx 1 \text{ мкм}^2.$$

Приведенные формулы не учитывают ряд особенностей движения жидкостей и газов (их различную скорость, разнонаправленность и др.). Наиболее заметны отклонения при больших скоростях движения газов.

Проницаемость пород, особенно обломочных и глинистых, зависит от нагрузки вышележащих отложений. Чем более однородна порода и тверже ее скелет, тем меньшее изменение она испытывает. При опыте в песчанике аркозово-кварцевого состава при 20°C под нагрузкой пористость его уменьшилась с 18 до $15,6\%$, а проницаемость примерно за 40 суток — от 160 до 149 мД (или $149 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$) (рис. 6.12). Но в результате определенных процессов на больших глубинах (разуплотнение, трещинообразование) проницаемость может и увеличиться. Породы иногда кардинальным образом изменяют свои свойства. Так, песчаники при интенсив-

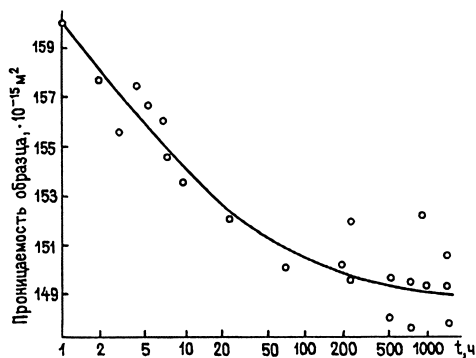


Рис. 6.12. График изменения проницаемости песчаного коллектора пласта БВ8 Самотлорского месторождения под давлением 10 МПа (по О.А. Черникову)

ной цементации могут превратиться в так называемые сливные разности и практически целиком потерять проницаемость. В то же время глинистые и другие породы в результате выщелачивания и трещинообразования из плохо проницаемых могут превратиться в породы-коллекторы. Таким образом, происходит как бы полная инверсия фильтрационных свойств.

Важнейшей характеристикой природного резервуара является его гидропроводность (T):

$$T = K_{\text{пр}} \cdot H_{\text{эф}}/\mu,$$

где $K_{\text{пр}}$ — среднее значение коэффициента проницаемости породы-коллектора в пределах исследуемой части природного резервуара, $H_{\text{эф}}$ — средняя эффективная толщина, μ — вязкость флюида. Таким образом, гидропроводность зависит не только от проницаемости, но и от размера (толщины) «трубы», по которой осуществляется фильтрация. Вязкость, конечно, снижает гидропроводность.

Некоторые породы по фильтрационным свойствам занимают промежуточное положение между коллекторами и плохо проницаемыми породами, которые называются флюидоупорами. Это так называемые породы-полуколлекторы, в которых содержание жидких флюидов высокое, а отдача хоть и идет, но весьма медленно. К ним относятся некоторые глинисто-алевритовые породы, в которых запасы нефти могут быть очень велики, а извлечь ее очень сложно. В полуколлекторах движение жидкости, особенно при повышенных P и T , видимо, подчиняется не гравитационной дифференциации и перепаду давлений, а иным законам, связанным с движением по капиллярам под влиянием соответствующих сил или с перестройкой структурно-текстурных характеристик пород. Проницаемость определяется на всех приборах, где можно обеспечить фильтрацию и замер объема прошедшего через образец флюида при установленных перепадах давления. Замеры фазовой проницаемости производить более сложно, чем абсолютной, так как одно из подвижных веществ, накапливаясь на выходе, мешает измерять расход другого.

Более полное, чем по нескольким образцам, представление о проницаемости пласта можно составить после проведения исследований в скважинах. Если при вскрытии какого-либо пласта буровой раствор разжижается и плотность его снижается, это свидетельствует о том, что пласт проницаем и из него под достаточно большим давлением поступает вода. Иногда происходит потеря циркуляции раствора в скважине, и в этом случае он не возвращается к поверхности по затрубному пространству. Это означает, что скважина вскрыла пласт с высокой проницаемостью (или кавернозную зону), куда уходит раствор при меньшем, чем в нем, пластовом давлении. Скважину испытывают при разных режимах отбора флюидов. Если даже при повышенном отборе давление в пласте мало снижается и восстанавливается быстрее, то проницаемость породы велика.

Между пористостью и проницаемостью в хорошо отсортированных обломочных породах существует определенная прямая зависимость. Однако могут быть высокопористые породы с низкой проницаемостью, когда размеры пор очень малы.

Структура пустотного пространства

Коллекторские свойства пород во многом определяются структурой пустотного пространства и количеством остаточной воды. Структура пустотного пространства складывается постепенно, изменяясь на всех этапах седиментогенеза и литогенеза. Для ее показателей важны структурно-текстурные признаки породы: размер пор, отсортированность материала, цемент; для органо-генных пород — виды скелетных остатков; для всех пород — извилистость поровых каналов и многие другие факторы.

Тремя основными характеристиками, определяющими структуру пустотного пространства, являются распределение пор и поровых каналов по размерам, величина внутренней удельной поверхности и извилистость каналов. Распределение пор и каналов по размерам изучается многими способами, из которых самым объективным является водная и ртутная капиллярметрия. Первая применяется для изучения пор в коллекторах, вторая — в плохо проницаемых очень тонкопоровых породах (глинах и др.). При водной порометрии из полностью насыщенного водой образца под давлением газа выжимается вода. При минимальном повышении давления вода выжимается из самых крупных пор; при дальнейшем повышении — из все более и более мелких. Определение объемов отжатой воды (или массы) в определенных интервалах давления дает возможность определить долю поровых каналов того или иного размера. Соотношение давления (капил-

лярного, которое необходимо преодолевать) и размера каналов видно из формулы

$$R_{\text{экв}} = 2\sigma \cos\theta / P_k,$$

где $R_{\text{экв}}$ — эквивалентный радиус канала, σ — величина поверхностного натяжения воды, θ — краевой угол смачивания (для воды принимается для простоты за ноль), P_k — капиллярное давление.

Подставляя значения P_{k1} , P_{k2} и т.д., можно определить разность $R_{\text{экв}1} - R_{\text{экв}2}$ и т.д. — интервал определенных размеров пор, составляющих какую-то долю общего количества всех каналов.

Для хорошо отсортированных слабо сцементированных пород отчетливо выражаются преобладающие размеры каналов. Это хорошо видно на кривой распределения каналов для хадумских (палеогеновых) песчаников Северо-Ставропольского газового месторождения (рис. 6.13). Здесь доминируют поры размером от 10 до 12,5 мкм, их содержание среди всех других пор составляет 61%. Именно на поры преобладающего размера следует ориентироваться при проектировании разработки залежей.

Ртутная порометрия основана на нагнетании ртути в образец, из которого предварительно откачан воздух. По мере того как заполняются самые крупные, затем менее крупные каналы, требуется все большее и большее давление, чтобы протолкнуть ртуть через самые мелкие каналы. Количественно связь соотношения размеров каналов в породе выражается в изменении объемов ртути, входящей в образец при последовательно увеличивающихся давлениях. Пользуясь данным методом, можно определить размер очень

тонких каналов порядка 0,01 мкм. Ртутная порометрия необходима для характеристики флюидоупоров.

Для определения внутренней удельной поверхности, т.е. площади поверхности всех пустот в единице объема или массы вещества, существует много методов. В основном все они косвенные. Единственным прямым методом является метод БЭТ (по фамилиям авторов Брунауэра, Эммета и Теллера). Этот метод основан на измерении величины физической адсорбции инерт-

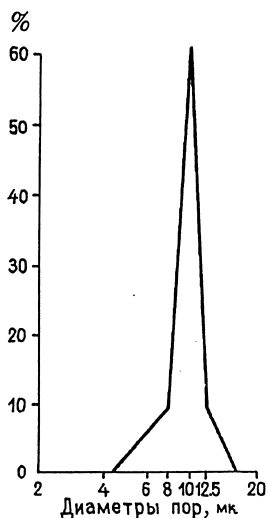


Рис. 6.13. График распределения пор по размеру в хадумском песчанике Северо-Ставропольского газового месторождения (по А.А. Ханину)

ного газа на поверхности твердого тела при низких давлениях и постоянной температуре, близкой к температуре сжижения газа. С помощью теории изотермической адсорбции можно определить количество газа (а следовательно, и число молекул), которое необходимо для того, чтобы покрыть твердую поверхность слоем в одну молекулу. Зная площадь, которую она (в соответствии с ее диаметром) покрывает, можно рассчитать удельную поверхность твердого тела. Она будет равна

$$S_{\text{уд}} = v_m \cdot N \cdot w_0,$$

где v_m — количество адсорбированного газа, отвечающего образованию мономолекулярного слоя, моль; N — число Авогадро (число молекул в 1 моле, $6,0231 \cdot 10^{23}$); w_0 — площадь поверхности, перекрываемая одной молекулой в соответствии с ее диаметром.

Для определения величины поверхности в процессе эксперимента необходимо создание глубокого вакуума (очищение поверхности), понижение температуры до уровня сжижения рабочего газа (для аргона $-195,2$ °C). Очищенная поверхность при помощи специальных устройств постепенно покрывается молекулами газа до создания мономолекулярного слоя. До этого момента температура не изменяется (условия изотермии). Как только появляется избыточное количество газа после создания монослоя, температура начинает подниматься (броуновское движение свободных молекул). Опыт заканчивается, определяется расход газа.

Величина внутренней удельной поверхности в породах сильно изменяется и может достигать нескольких квадратных метров в 1 см^3 . Величина удельной поверхности используется для расчета скорости фильтрации. Козени показал, что скорость фильтрации обратно пропорциональна квадрату удельной поверхности на единицу объема:

$$K_{\text{пр}} = C \cdot m^3 / S_{\text{уд}}^2,$$

где $K_{\text{пр}}$ — проницаемость, C — постоянная Козени, m — пористость, $S_{\text{уд}}$ — величина удельной поверхности.

Некоторые авторы вводят в это уравнение извилистость (T) как неопределенный множитель:

$$K_{\text{пр}} = C \cdot m^3 / T \cdot S_{\text{уд}}^2.$$

Извилистость показывает, что реальный путь течения флюидов в T раз длиннее, чем по прямой. Существует несколько визуальных (по фотографии шлифа, рентгеновскому снимку) способов и статистический способ определения извилистости, а также она определяется в образце по росту электрического сопротивления,

которое в породах с более сложной структурой пустот выше при прочих равных условиях.

С величиной площади поверхности, естественно, связано количество воды в породе (не считая кристаллизационной). Вода в породах находится в трех основных формах: свободной или гравитационной, капиллярной (ее разновидность — менисковая или уголков пор) и связанной. Все виды воды могут находиться вместе с нефтью (газом) в залежах. Эта вода называется остаточной (остается внутри залежи вместе с нефтью). Количество остаточной воды является важной характеристикой коллектора наряду с пористостью и проницаемостью. Доля порового пространства, занятого водой, называется коэффициентом водонасыщенности, так же как доля, занятая нефтью (газом), — коэффициентом нефте(газо)насыщенности. В сумме эти коэффициенты составляют единицу или 100%.

Исходя из особенностей формирования залежей, а также характера смачиваемости пород считается, что остаточная вода может находиться в виде капель, в пленочном состоянии на поверхности зерен (пор), в виде менисков в уголках пор, в капельном (островном) состоянии, когда она располагается на поверхности зерен в виде изолированных участков. Последний случай бывает при малом ее содержании и при гидрофобных свойствах (плохой смачиваемости) поверхностей минералов. Остаточную воду, содержащую атомы хлора (что обычно и бывает), можно сделать видимой, подействовав на нее раствором азотнокислого серебра и раствором азотнокислой ртути. В результате реакции образуется светлый осадок, видимый на сколе породы.

Характер распределения воды в нефтеносных пластах зависит от их коллекторских свойств. В Туймазинском месторождении в терригенных породах девона у пород с высокой пористостью (более 23%) и проницаемостью (более 1000 мД) преобладает капельное распределение, у пород со средними свойствами — менисковое распределение, у пород с более низкими свойствами (менее 20% и 300 мД) характерна пленочная вода.

Характер распределения воды зависит от свойств и состава нефти. Поверхностно активные вещества, присутствующие в нефти, могут разрывать пленку и вытеснять ее из активных центров кристаллической решетки минералов. В хорошо проницаемых отсортированных породах содержание остаточной воды низкое (порядка 10%), в глинистых алевритистых породах — очень высокое (70%). Толщина пленки воды зависит от гидрофильности, способности адсорбирования прежде всего глинистыми минералами. По количеству связанной воды минералы располагаются в следующий ряд в порядке убывания: монтмориллонит—иллит—галлуазит—

каолинит. Монтмориллонит, как уже упоминалось, содержит много связанной воды, которая при известных условиях переходит в свободную.

Проблема определения остаточной воды очень сложна. Ее необходимо учитывать при отборе кернa в скважинах. Вода может быть вымыта из пласта при бурении и замещена под давлением фильтратом бурового раствора. Поэтому для отбора образцов (лучше глубинным пробоотборником, сохраняющим естественные условия) бурят скважины на известково-битумном растворе (или готовят буровой раствор на нефтяной основе), который не нарушает естественную пластовую влажность. Это создает дополнительные сложности. Существуют и косвенные методы, имитирующие выдавливание воды из пор нефтью (газом), — центрифугирования, выжимания газом и др. Остаточная вода сильно влияет на проницаемость, снижая ее (рис. 6.14).

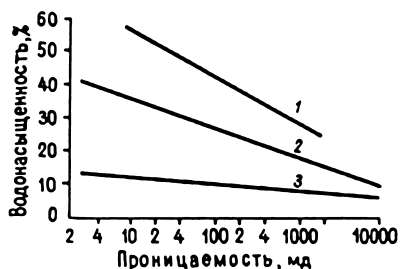


Рис. 6.14. Графики зависимости проницаемости от водонасыщенности (по О.А. Черникову): 1 — алевриты, 2 — мелкозернистый песок, 3 — среднезернистый песок

6.4. ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Многие свойства пород-коллекторов, слагающих природные резервуары нефти и газа, закладываются во время седиментации. Особенно это относится к обломочным породам, скелет которых формировался в активной подвижной водной или воздушной среде (среди карбонатных пород первоначальные коллекторские свойства обычно формируются у калькаренинов, оолитовых, а также органогенных разностей).

Изменения всех нефтеносных пород происходят в системе минеральное вещество—органическое вещество—флюиды (включая нефть и газы). Вторичные преобразования отложений осадочных бассейнов носят неоднаправленный характер. На волновой характер многих процессов в недрах, в том числе на чередование зон уплотнения и разуплотнения, обратил внимание Б.А. Соколов. В предложенной автоколебательной модели он связал все процессы с пульсационной дефлюидизацией пород при погружении. Основными факторами, которые следует учитывать при анализе нелинейных преобразований, являются

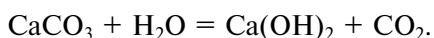
формационно-генетические характеристики нефтегазоносных комплексов, слагающих осадочные бассейны. Разделы между комплексами различного литологического состава являются рубежами резкого изменения основных физических свойств пород, таких, как плотность, пористость, теплопроводность и др. Резкий скачок градиентов значений величин этих свойств является причиной неравновесного энергетического состояния на этих уровнях. Если повышается содержание флюидов, неравновесие системы возрастает. Породы разного состава в целом оказывают влияние друг на друга в пределах осадочного бассейна. Широко известным примером является влияние соленосных толщ на подстилающие отложения, нагрузка здесь меньше по сравнению с другими случаями, так как соль имеет меньшую плотность, чем другие породы, процессы катагенеза замедляются из-за относительно более низких температур под высокотеплопроводной солью и т.д. Большое влияние на все процессы оказывают находящиеся в разрезе вулканогенные толщи и вообще вулканический, особенно пепловый, материал как высокореакционноспособный. В нефтяной геологии важно изучение всех неравномерных, другими словами, нелинейных изменений, в том числе возникновения зон разуплотнения и формирования вторичных коллекторов.

Сохранение пористости при погружении в обломочных породах зависит прежде всего от способа их образования. Наиболее промытые отсортированные породы высокоэнергетических обстановок, состоящие из однородного материала устойчивых минералов, имеют жесткий скелет и дольше всего сохраняют свои первичные свойства. Это относится не только к русловым и баровым отложениям, но и к телам склоновых скоростных зернистых потоков.

Размер зерен определяет и размер пор, что влияет на проницаемость. Для тонкозернистых осадков с микропорами характерна низкая проницаемость, особенно если они образовались в низкоэнергетической среде. В них же обычно отмечается и повышенное содержание более пластичных зерен (обломки пород, слюды), которые сминаются при росте нагрузки. Это, например, пойменные осадки или отложения тех частей дельты, которые разделяют протоки (иногда их называют переплетающимися отложениями, так как тиховодные струи меняют направления). Песчаники, образовавшиеся в активных зонах каналов русел и проток, имеют более высокие емкостные и фильтрационные характеристики.

Формирование вторичной пористости и появление при этом природных резервуаров с удовлетворительными свойствами связаны с разуплотнением как следствием процессов трансформации

и выщелачивания минерального вещества, а также дефлюидизации пород. Процессы растворения являются одной из главных причин формирования вторичной пористости. В.Н. Холодов показал, что растворение мелкозернистых карбонатов начинается достаточно рано при насыщении вод углекислотой, возникшей при разложении ОВ. Растворение активно происходит при просачивании больших объемов воды, недонасыщенной веществами растворяющихся минералов. Чаще всего это характерно для вод, просачивающихся через флюидальные дельтовые отложения и мелководноморские отложения. На больших глубинах немаловажное значение имеет генерация CO_2 . Гумусовое вещество производит значительно больше углекислоты, чем сапропелевое, 1 г керогена гумусового вещества может продуцировать CO_2 в количестве, способствующем растворению от 20 до 200 мг карбонатов. Б.К. Прошляков на примере изучения пород Аралсорской сверхглубокой скважины показал, что до глубины 2,2–2,3 км (современная температура 55 °С) карбонаты в цементе песчаников активно выщелачиваются. Глубже с повышением температуры растворимость карбонатов понижается, и они выпадают в твердую фазу. Но при температуре выше 75 °С в растворах появляется CO_2 , поступающий из глинистых пород за счет гидролиза рассеянных в них карбонатов. Гидролиз идет по схеме



Более интенсивно гидролизуется сидерит, который начинает разлагаться при температуре 75 °С и выделяет большие объемы CO_2 . В.Н. Холодовым рассчитано, что 100 г рассеянных в глинах карбонатов могут выделить 23 м³ CO_2 . Вследствие роста содержания CO_2 в поровых водах карбонаты в Аралсорской скважине ниже глубины 4,4 км вновь начинают растворяться. Декарбонизация является результатом действия на осадочные породы не только CO_2 , но и органических кислот, которые образуются при декарбоксилировании органического вещества глин, чередующихся в резервуарах с песчаниками и алевролитами. Агрессивные кислоты диффундируют в проницаемые пласты, вызывая выщелачивание карбонатов и возникновение вторичной пористости.

При воздействии карбоксильных кислот освобождающийся алюминий выносится из зон выщелачивания. Возможно, его перемещение происходит в виде алюмоорганических комплексов. Опубликованные экспериментальные работы дают возможность судить о высокой подвижности алюминия в присутствии растворов карбоксильных кислот. Растворение полевых шпатов повышалось в присутствии оксалатовых и меланатовых кислот. Повышение концентрации алюминия в растворах является инди-

котором возрастания его подвижности при выщелачивании. Высвободившаяся кремнекислота идет на регенерацию кварцевых зерен, что способствует образованию жесткого каркаса, сохраняющего пористость. Все эти процессы эффективны в достаточно проницаемых породах.

Известно, что трансформация глинистых минералов в цементе иногда приводит к улучшению коллекторских свойств. Б.А. Лебедев подсчитал, что величина пористости каолинитизированных пород возрастает на 2–3% по сравнению с исходной породой. При этом совершенствуется структура порового пространства и повышается проницаемость. Особенно велика разница проницаемости для песчаников с первичным монтмориллонитом в цементе. Каолинитизация приводит к образованию эффективных коллекторов за счет образования кристаллов правильной формы.

Трансформация глинистых минералов, их дефлюидизация является одной из причин проявления дилатансии в породах осадочных бассейнов, и в том числе формирования в них коллекторских свойств. Дж. Берст в 1969 г. впервые описал явление выделения воды в процессе иллитизации смектитов на примере осадков Галф Коста. Подобные явления были отмечены и в других бассейнах, где указывалось на связь дефлюидизации с разуплотнением пород на глубинах, варьирующих в зависимости от геотермического градиента от 2 до 4 км. С разуплотнением связано появление резервуаров в мощных глинистых толщах, подобных майкопской серии олигоцена — нижнего миоцена в Предкавказье. Взаимосвязанные процессы между преобразованиями ОВ и трансформациями глинистых и кремнистых минералов определяют образование таких резервуаров. Вдоль ослабленных зон в глинистых породах возникают трещины и образуется основная доля вторичной пористости. Нетрадиционные глинистые коллекторы характеризуются в основном субпараллельными слоистостями трещинами, обеспечивающими латеральную проницаемость. Механизм образования трещин связан с нарастанием давления в образующихся за счет разложения и преобразования органики газово-жидких пузырьках. При установлении определенного предельного давления происходит схлопывание пузырьков, этот микрогидравлический удар вызывает образование микротрещин. Общий рост внутреннего напряжения вызывает увеличение объема пород в определенной зоне (явление дилатансии) и образование послойных деформаций. Происходит субгоризонтальное (латеральное) смещение одной серии слоев по отношению к другим. Пример подобного смещения виден на сейсмопрофилях, проведенных в Западно-Камчатском прогибе (рис. 6.15). В разрезе этого прогиба на глубинах 2500–2600 м в породах эоцена хорошо

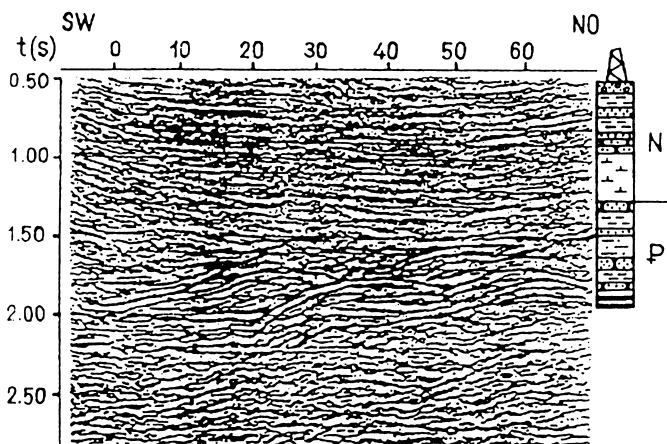


Рис. 6.15. Внутрислойные деформации в зоне разуплотнения в палеогеновых породах Западной Камчатки

видны сорванные чешуи, толщина которых достигает 150–200 м. В данном разрезе сдвиги с образованием чешуи связаны с глинистыми и угленосными толщами. Масштабы перемещения чешуй составляют десятки метров, амплитуды складок достигают 100 м. Можно предположить, что в момент перенапряжения разрядка произошла таким образом, что вызвала перемещение массы вещества по латерали в область меньших давлений. Подобное явление — один из видов дилатансии. Можно предположить, что газовые и жидкие флюиды, находящиеся в породах, заполняют трещины, образовавшиеся при смещении, и таким образом вероятно формирование скоплений углеводородов в особом природном резервуаре дилатантного типа. Этот природный резервуар следует рассматривать как геологическое тело особого способа образования со своими специфическими физическими и другими параметрами. Подобные смещения и возникновение дилатантных резервуаров наиболее активно происходит на границах толщ различного состава с различными прочностными, пластическими, термическими свойствами и др.

К этому же ряду явлений, по-видимому, относятся процессы милонитизации. После разрядки напряжений в период релаксации объем трещинной пустотности может уменьшиться, что вызовет частичный переток флюидов на другие уровни, выше по разрезу, если такое перемещение будет возможно. Латеральное послойное смещение чешуй вызывает и побочные явления в геоэнергетическом поле: повышение содержания флюидов (воды) снижает электрическое сопротивление, возникают волноводы, по которым сейсмическая энергия может распространяться широко

и выйти на поверхность. Процессы разуплотнения оказывают существенное влияние на возникновение аномалий в тепловом поле. Основываясь на формуле Фурье, можно предположить, что при постоянном значении величины теплового потока разуплотнение и снижение удельной теплопроводности пород вызовут рост величины температурного градиента. Расчеты показывают, что в 100-метровой толще глинистых пород это может создать аномалию и температура превысит фоновую на 20–30 °С.

С увеличением глубин более отчетливо видны результаты тех процессов, которые в верхних частях разреза часто почти незаметны. Представляет интерес химическое уплотнение. Петрографические исследования кремнистого (кварцевого) цемента в юрских преимущественно кварцевых песчаниках в Северноморском бассейне и на шельфе Норвегии показали, что основная его масса образовалась за счет растворения кварца на контакте со слюдами и чешуйками глинистых минералов группы иллитов, которые в виде корочек покрывают поверхности стилолитовых швов в песчаниках. Кварц растворяется на контактах со слюдой и иллитом благодаря процессам химического катализа. Проникновение и внедрение пластичной слюды в кварцевые зерна без заметной физической деформации свидетельствуют о том, что именно слюда способствует растворению кварца.

Главным фактором, контролирующим степень и распределение химически образованного цемента, является температурно-временная история данной песчаной свиты. Давление, по-видимому, создает маленький эффект, но оно нужно для тесного контакта зерен. Рассматривая энергетическую сторону химического уплотнения, авторы обращают внимание на некоторое количество энергии, которое освобождается при уплотнении. По расчетам получается, что при растворении и переосаждении 1 моля кварца выделяется 159 кал на глубине 2,5 км и 286 кал на глубине 4,5 км. Эти величины могут быть завышенными, но принципиальное соображение о выделении энергии является, по-видимому, верным, что важно для всех сторон литогенеза.

Процессы уплотнения и перераспределения вещества иногда сочетаются с процессами разуплотнения на больших глубинах. В этом отношении интересный материал дало бурение сверхглубоких скважин. В Тюменской скважине в песчаниках триаса в интервале глубин 5,2–5,8 км была вскрыта зона с развитием вторичной пористости, которая превышает первичнореликтовую и достигает 10–12%. Эти породы были изучены О.В. Япаскуртом, который и дал свое объяснение феномену. В обломочной части кварцевых граувакк распространены литокласты аргиллитов, кремней, а также эффузивных, кварц-серицитовых и кварц-

хлоритовых пород. Повышенная гетерогенность состава создает неравновесие в системе. Неустойчивые компоненты разлагаются (кварц растворяется по вышеизложенной схеме), высвобождающийся кремнезем идет на регенерацию зерен кварца. Локально регенерированный на поверхности зерен кварц может образовать «отростки», которые, соприкасаясь, препятствуют сближению зерен, создавая «ажурный» скелет с межзерновыми мостиками (рис. 6.16). Общая схема чередования зон уплотнения и разуплотнения дана на рис. 6.17.



Рис. 6.16. Структура песчаников триаса с «ажурным» скелетом за счет образования соединительных мостиков кварцевого состава (черное — поры) (по О.В. Япаскурту)

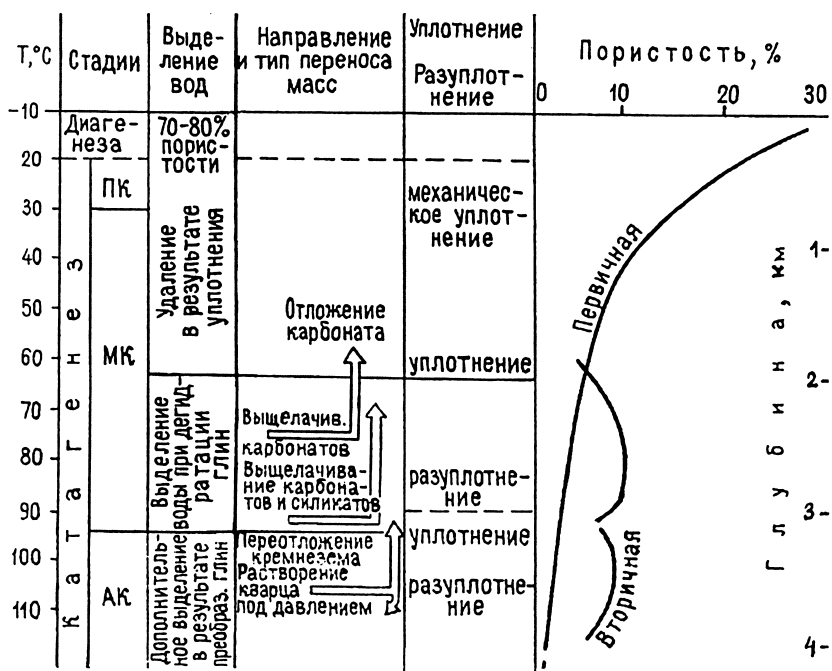


Рис. 6.17. Схема основных процессов перемещения вещества в породах и уровни образования разуплотнения и вторичной пористости (по М. Махусу, Ю.К. Бурлину, Б.А. Соколову)

Все рассмотренные преобразования могут быть обобщены только на базе генетических представлений. Литогенетический (генетический) тип отложений является как бы главным управляющим фактором всех преобразований пород прежде всего на начальных стадиях литогенеза. Отражение генетических типов в петрофизических свойствах существенно сказывается на продуктивности нефтегазоносных горизонтов. Наименьшая дифференциация по свойствам отмечается в песчано-алевритовых осадках шельфов с высокой гидродинамической подвижностью. В дельтовых отложениях дифференциация велика, особенно на участках разветвления дельты. Отложения фаций подводной дельтовой платформы, образовавшиеся в низкоэнергетических обстановках, сложенные глинистыми мелкозернистыми песчаниками и алевrolитами, имеют низкую первичную пористость (преимущественно микропористость) и слабое развитие вторичной пористости. Отложения врезанных каналов более грубозернистые по составу и характеризуются значительно более высокими емкостными свойствами, большим размером пор и более простой структурой порового пространства. Важно то, что грубые песчаники содержат меньшее количество пластичных зерен. Баровые песчаники всегда отличаются высокими свойствами, если в дальнейшем они не были зацементированы продуктами преобразования из смежных лагунных отложений. Зерновые потоки на склонах бассейна осадконакопления, если они отлагались в достаточно высокоскоростных гидродинамических условиях, хорошо промыты и сохраняют свои первичные физические свойства при быстром погружении до глубин 5–6 км. Крупное газовое месторождение Фригг было открыто в нижнеэоценовом глубоководном конусе в грабене Викинг Северного моря. Природными резервуарами являются песчаники врезанных каналов конуса, сложенные мелко- и среднезернистыми хорошо отсортированными разностями с хорошими коллекторскими свойствами (пористость 25–32%, проницаемость 1200–1600 мД). Намечается связь распределения коллекторов и резервуаров по основным типам осадочных бассейнов. Русловые и дельтовые коллекторы попадают преимущественно в бассейны передовых предгорных прогибов и на склонах крупных сводовых структур. Пластовые песчаные тела коллекторов развиты на обширных пространствах бывших эпиконтинентальных морей. Глубоководные конусы (фэны) связаны с бассейнами, существовавшими и существующими в тектонически дифференцированных условиях подвижных поясов и в бассейнах на континентальных склонах.

Обработанный материал показывает, что интенсивные внутренние процессы преобразования в полной мере проявляются

на тех стадиях, когда интенсивно начинает действовать флюидодинамический фактор (по Б.А. Соколову). При возрастании нагрузки с погружением и ростом температур состояние вещества пород становится нестабильным. Обычно нестабильное, неустойчивое состояние возникает прежде всего в пластичных породах. Благоприятными уровнями возникновения зон неустойчивости являются также разделы между различными литологическими комплексами (глинистые и песчаные толщи, известняки и соли, угленосные и вулканогенные толщи). Обычно на этих рубежах отмечаются резкие изменения основных физических свойств пород, особенно плотности и теплопроводности. Скачок градиентов значений величин является толчком для создания неравновесия в системе. При усилении нагрузки породы на этих уровнях переходят в неустойчивое состояние и даже приобретают квазипластические свойства. Если на этих уровнях также повышается содержание флюидов в породах, неравновесие системы увеличивается, возрастает пластичность пород. Резкое увеличение уровня энергии в пластовой системе может быть обусловлено массовой трансформацией разбухающих компонентов и выделением связанной воды и (или) усиленной генерацией других жидких и газовых флюидов, что способствует развитию вторичной пористости (см. рис. 6.17).

При дефлюидизации порода стремится увеличить свой объем, в ней возникает обилие микротрещин, по которым стремится двигаться вещество породы, приобретшее свойства текучести. В наиболее критический момент роста давления происходит автогидроразрыв. После снятия напряжения (релаксации) минеральный скелет породы трансформируется в более уплотненное состояние, волна разуплотнения сменяется волной уплотнения.

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что стадияльные изменения основных физических свойств в породах осадочных бассейнов не носят непрерывного характера, что в настоящее время отмечается многими исследователями. В ходе нелинейных преобразований возникают зоны разуплотнения. Они образуются при перераспределении энергии и вещества, прежде всего флюидов, дополнительные объемы которых генерируются в самих породах, а также поступают извне из глубоких зон земной коры и литосферы. Наличие цикличности строения толщ способствует развитию этих периодических процессов. Цикличность определяет характер преобразования пород в разрезе. Осадочные породы подвергаются необратимым изменениям. Каждая стадия преобразования имеет свои предельные значения характерных параметров, после достижения которых постепенные линейные

изменения пород заканчиваются и они переходят в неустойчивое критическое состояние. На этих критических уровнях наиболее вероятным является перераспределение энергии и скачкообразное приобретение породами новых свойств. Коллекторы не исчезают вплоть до метабенеза, они вновь и вновь появляются в новых видах, природные резервуары приобретают новые формы, и это одна из черт, которая характеризует осадочные бассейны как постоянно развивающиеся системы с высоким энергетическим уровнем.

6.5. КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Вопрос классификации коллекторов имеет большое практическое значение при разведке месторождений. Поскольку факторов, определяющих коллекторские свойства, слишком много, создать удовлетворительную классификацию очень трудно. Почти все существующие классификации достаточно формальны. Группы и классы коллекторов выделяются в них в основном по величинам пористости и проницаемости. Но для оценки качества коллекторов пород совершенно необходимой является и литологическая характеристика.

В общем виде породы-коллекторы подразделяются на *промышленные* нефтеносные, из которых возможно получение достаточных по величине притоков, и *непромышленные*, из которых получение таких притоков на данном этапе невозможно. Для газа в связи с его подвижностью категория промышленных коллекторов расширяется.

Основная масса терригенных коллекторов характеризуется межзерновым (поровым) пространством — это межзерновые или гранулярные коллекторы. Однако среди терригенных пород встречаются и коллекторы со смешанным характером пустотного пространства. Выделяются трещинно-поровые и даже кавернозно-поровые разности (в том случае, если часть зерен сравнительно легко выщелачивается).

Одна из первых классификаций в нашей стране была создана П.П. Авдусиным и М.А. Цветковой. В качестве основного критерия была предложена величина эффективной пористости. Всего было выделено пять классов: А — с эффективной пористостью более 20%; В — 15–20%; С — 10–15%; D — 5–10%; Е — менее 5%. Каждый из классов разделяется по степени сложности строения порового пространства, находящей отражение в гидравлической характеристике Φ . По своей величине эта характеристика равна

отношению периметра P эквивалентной (воображаемой) поры, равной по площади сумме площадей всех пор в данном сечении, к сумме периметров этих пор Σp . Тогда $\Phi = P/\Sigma p$. Периметр пор, заполненных окрашенной смолой (бакелитом), можно подсчитать на фотографии при помощи курвиметра, а планиметром (специальной сеточкой) — суммарную площадь пор. По таблице можно найти длину окружности (периметр P) круга, по площади равного суммарной площади пор. По величинам Φ коллекторы подразделяются на три группы: 1 — $\Phi > 0,25$, хорошо проницаемые коллекторы, допускающие значительные скорости фильтрации; 2 — $\Phi = 0,1-0,25$, среднепроницаемые коллекторы со

Таблица 6.2

Классификация терригенных коллекторов (по А.А. Ханину)

Класс коллектора	Породы	Эффективная пористость, %	Проницаемость по газу, мД	Характеристика коллектора по проницаемости и емкости
I	Песчаник среднезернистый	> 16,5	> 1000	очень высокая
	Песчаник мелкозернистый	> 20	—” —	—” —
	Алевролит среднезернистый	> 23,5	—” —	—” —
	Алевролит мелкозернистый	> 29	—” —	—” —
II	Песчаник среднезернистый	15–16,5	500–1000	высокая
	Песчаник мелкозернистый	18–20	—” —	—” —
III	Алевролит среднезернистый	21,5–23,5	500–1000	—” —
	Алевролит мелкозернистый	26,5–29	—” —	«
	Песчаник среднезернистый	11–15	100–500	средняя
	Песчаник мелкозернистый	14–18	—” —	—” —
IV	Алевролит среднезернистый	16,8–21,5	—” —	—” —
	Алевролит мелкозернистый	20,5–26,5	—” —	—” —
	Песчаник среднезернистый	5,8–11	1–100	пониженная
	Песчаник мелкозернистый	8–14	—” —	—” —
V	Алевролит среднезернистый	10–16,8	—” —	—” —
	Алевролит мелкозернистый	12–20,5	—” —	—” —
	Песчаник среднезернистый	0,5–5,8	1–10	низкая
	Песчаник мелкозернистый	2–8	—” —	—” —
VI	Алевролит среднезернистый	3,3–10	—” —	—” —
	Алевролит мелкозернистый	3,6–12	—” —	—” —
	Песчаник среднезернистый	< 0,5	< 1	весьма низкая,
	Песчаник мелкозернистый	< 2	—” —	обычно не имеет
	Алевролит среднезернистый	< 3,3	—” —	практического значения
	Алевролит мелкозернистый	< 3,6	—” —	

средней скоростью фильтрации; $3 - \Phi < 0,1$, слабопроницаемые коллекторы с незначительной скоростью фильтрации. Чем более изометричны очертания у сечений поровых каналов, тем ближе значение гидравлической характеристики Φ приближается к 1. П.П. Авдусин и М.А. Цветкова выделили классы без указания типов пород; в классификации также не приводятся величины проницаемости.

В настоящее время наиболее широко применяется классификация А.А. Ханина (ВНИИГаз). Анализ большого фактического материала позволил А.А. Ханину установить зависимость между величинами полезной емкости и проницаемости для отдельных групп коллекторов, выделяемых по гранулометрическому составу (среднезернистые, мелкозернистые песчаники, алевролиты с преобладанием крупно- и мелкоалевритовой фракции).

На основе анализа построения кривых было выделено шесть классов коллекторов (I, II, III, IV, V, VI) с проницаемостью соответственно свыше 1000 мД, 1000–500, 500–100, 100–10, 10–1 мД и менее. Каждому типу печано-алевритовых пород в пределах того или иного класса соответствует своя величина эффективной пористости. Породы, относящиеся к VI классу с проницаемостью менее 1 мД, в естественных условиях обычно содержат 90% и более остаточной воды и не являются коллекторами промышленного значения. С учетом гранулометрического состава пород классификация терригенных коллекторов, по А.А. Ханину, представлена в табл. 6.2. В рамках одной классификации трудно учесть все свойства. Можно идти по пути создания особых классификаций для отдельных типов пород.

6.6. КАРБОНАТНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ

Карбонатные породы как коллекторы нефти и газа уверенно конкурируют с терригенными образованиями. По различным данным, от 50 до 60% современных мировых запасов УВ приурочено к карбонатным образованиям. Среди них выделяются наилучшие по качеству коллекторы — карбонатные породы рифовых сооружений. Добыча нефти и газа, большая по объему, производится из известняков и доломитов, в том числе из палеозоя и докембрия; наиболее крупные месторождения открыты в мезозойских и палеозойских породах, прежде всего в странах Ближнего Востока. Крупные скопления в рифовых сооружениях мезозойского возраста открыты в бассейне Мексиканского залива (Золотой пояс, Кампече и др.). Из рифовых известняков были получены и рекордные дебиты (десятки тысяч тонн в сутки).

Можно отметить некоторую связь между развитием карбонатных коллекторов и усилением карбонатакопления в геологической истории, что связано с общей цикличностью геотектонического развития и периодичностью осадкообразования.

Карбонатные коллекторы характеризуются специфическими особенностями: крайней невыдержанностью, значительной изменчивостью свойств, что затрудняет их сопоставление. В них относительно легко происходят разнообразные диагенетические и катагенетические изменения. Фациальный облик известняков в большей мере, чем в обломочных породах, влияет на формирование коллекторских свойств. В минеральном отношении карбонатные породы менее разнообразны, чем обломочные, но по структурно-текстурным характеристикам имеют гораздо больше разновидностей. В процессе изучения коллекторских свойств карбонатных толщ многими авторами неоднократно подчеркивалась решающая роль генезиса отложений, гидродинамики среды для формирования структуры пустотного пространства, которая может быть более или менее благоприятна для формирования коллекторов и определяет характер последующих преобразований.

В целом карбонатные породы легко подвергаются вторичным изменениям. Это связано с их повышенной растворимостью. Особенно велико влияние вторичных преобразований в породах с первично-неоднородной структурой порового пространства (органогенно-обломочные разности). По характеру постседиментационных преобразований карбонатные породы отличаются от терригенных, прежде всего это касается уплотнения. Остатки биогермов с самого начала представляют практически твердые образования, и далее уплотнение идет уже медленно. Карбонатный ил также может быстро литифицироваться, при этом в нем возникают своеобразные фенестровые пустоты за счет выделения пузырьков газа. Мелкообломочные, комковато-водорослевые карбонатные осадки также быстро литифицируются. Пористость несколько сокращается, но вместе с тем значительный объем порового пространства «консервируется».

В карбонатных породах отмечаются все виды пустот. В зависимости от времени возникновения они могут быть первичными (седиментационными и диагенетическими) и вторичными (постдиагенетическими). В органогенных карбонатных породах к первичным относятся пустоты внутрираковинные, в том числе внутри рифовых построек (в широком смысле — внутриформенные), а также межраковинные. Некоторые карбонатные породы могут быть хомогенного или биохомогенного происхождения, они образуют резервуары пластового типа. К ним относятся пре-

жде всего оолитовые, а также известняки с меж- или внутри-оолитовой пустотностью. Слоистым или массивным известнякам свойственны пелитоморфные или скрытокристаллические, а также кристаллические структуры. В кристаллических, особенно в доломитизированных, породах развита межкристаллическая (межзерновая) пористость.

Карбонатные породы в большей мере, чем другие, подвержены вторичным преобразованиям (перекристаллизация, выщелачивание, стилолитообразование и др.), которые полностью меняют их физические свойства, а иногда и состав (процессы доломитизации и раздоломичивания). В этом состоит сложность выделения природных резервуаров, так как одна и та же порода в одних условиях может рассматриваться как коллектор с очень высокими свойствами, а в других, если нет трещин, может являться покрышкой. Созданию вторичных пустот способствуют процессы растворения (выщелачивания), перекристаллизации, в основном доломитизации и раздоломичивания или стилолитизации. Те или иные процессы сказываются по-разному в зависимости от генетического типа породы.

Перерывы в осадконакоплении, имеющие региональное значение, играют большую роль при формировании зон высокочемических коллекторов. Под поверхностью размывов и несогласий в массивах карбонатных пород можно встретить закарстованные зоны, связанные с выветриванием и выщелачиванием. В пределах нефтяных месторождений к этим зонам приурочены высокопродуктивные горизонты. Вдоль трещиноватых зон растворение происходит до больших глубин, в Камском Приуралье оно отмечается на глубинах до 1 км.

В рифах выделяются «ситчатые» обычно выщелоченные известняки с пористостью (пустотностью) до 60%, сложенные кораллами, мшанками, «губчатые» крупнодетритовые известняки (с пористостью 40–45%), часто кавернозные и малопористые известняки с отдельными порами и кавернами, чаще всего выщелачивания. Все разновидности известняков выделяются внутри рифового массива. Ситчатые и губчатые разности группируются в зоны повышенной пористости. Образование ее в этих зонах часто связано с выведением пород на поверхность и выветриванием. Дебиты скважин в разных частях рифов резко различаются.

Среди явлений выщелачивания следует отметить некоторые особые случаи, имеющие локальное значение, но проявляющиеся иногда в широких масштабах. Таким примером может служить хемобиогенная коррозия, проявляющаяся при развитии микрофлоры на ВНК, которая создает кислую среду, повышает ее агрессивность и способствует растворению карбонатов. Другим

примером является развитие карста под влиянием углекислоты, образующейся при разрушении нефтяной залежи. В обоих случаях переотложение растворенного карбоната кальция ниже подошвы залежи приводит к изоляции последней от остальной части пласта. Особую проблему представляет развитие глубинного карста (гипокарста), связанного с различными процессами, при которых в глубинных зонах осадочного чехла происходит хотя бы кратковременное раскрытие трещин, в результате чего увеличивается поступление CO_2 с глубин и как следствие развивается глубинный карст с образованием коллекторов. На развитие гипокарста, очевидно, влияет и достижение состояния неустойчивости кальцита при погружении (см. гл. 5).

В пределах основных групп пород выделяются определенные структурные разности пород. Органогенно-обломочные известняки, как правило, всегда сцементированы и обладают меньшими емкостными возможностями по сравнению с биоморфными разностями. Пустоты (поры) органогенно-обломочных пород называются межагрегатными, так как внутренняя структура составных частей этих пород различна.

В хемогенных породах пустоты различаются по особенностям структуры. В оолитовых породах различаются пористое межоолитовое пространство, трещины сокращения между и внутри центров оолитов и, наконец, отрицательно-оолитовые пустоты, образующиеся при выщелачивании оолитов (рис. 6.18).

В кристаллических (зернистых) известняках структура порового пространства (в случае растворения) межзерновая и кавернозная. Пелитоморфные известняки обычно обладают повышенной трещиноватостью по сравнению с другими типами карбонатных пород. В них же наиболее часто развиты стилолитовые швы. Обычно видны все переходы от самых ранних стадий — зародышей и сутурных швов — к типичным стилолитам. Образование стилолитов связано с неравномерным растворением под давлением. Глинистая корочка на поверхности стилолитовых швов представляет нерастворимый остаток породы. Часто горизонты развития стилолитов являются наиболее продуктивными в разрезе. Они проницаемы, за счет вымывания глинистых корочек может образоваться зияющая пустота (рис. 6.19).

Обломочные карбонатные породы в структурном отношении отличаются от перечисленных групп. В принципе они сходны с обычными кластическими породами, но по характеру преобразований тяготеют к известнякам.

Из числа вторичных процессов в карбонатных породах важнейшее значение имеют цементация, выщелачивание, кальцитизация и сульфатизация. Цементация может начаться очень

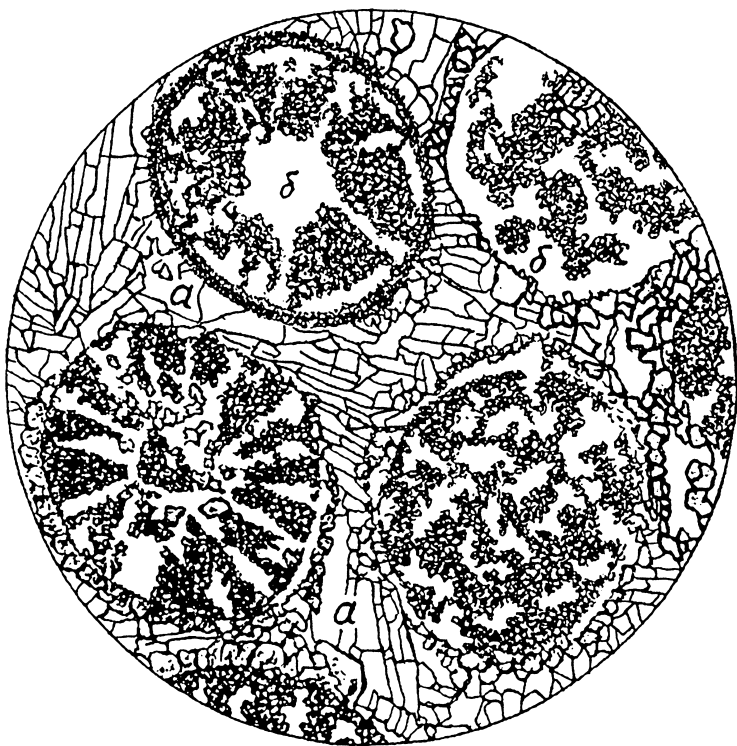


Рис. 6.18. Сульфатизированный доломит с выщелачивающимися оолитами. Нижний кембрий Восточной Сибири. Ув. 60 (по Л.С. Черновой): *a* — основная масса, *б* — новообразованный сульфат

рано и происходит быстро, как это хорошо видно на примере бичроков. Кальцитовый цемент выкристаллизовывается за счет выпаривания морской воды, заливающей пляж, и частичного растворения нестойких минералов. Пляжный карбонатный песок может отвердевать за несколько дней. Подобная почти мгновенная литификация происходила и в прошлые времена. Дальнейшая судьба оставшихся в каркасе такого «литификата» пустот может быть различна.

При перекристаллизации происходит существенное изменение структуры и текстуры пород. В целом этот процесс направлен в сторону увеличения размера кристаллов. Если при перекристаллизации часть вещества выносится, пористость возрастает. Наибольшей вторичной пористостью обладают неравномерно перекристаллизованные породы. Рост крупных кристаллов способствует образованию микротрещин.

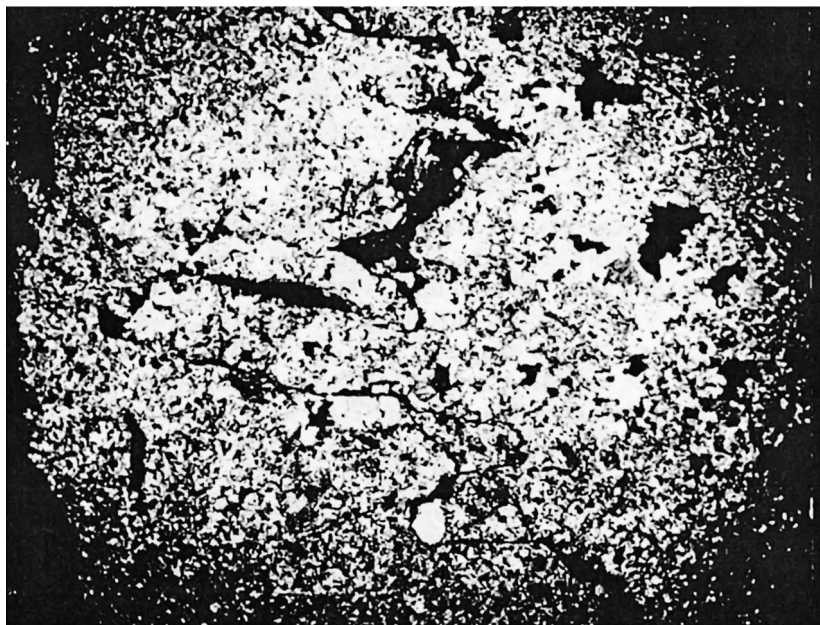


Рис. 6.19. Развитие полостей выщелачивания по стилолитовому шву и каверны в известняк (ув. 64)

Наиболее эффективное влияние на формирование вторичной пустотности оказывает выщелачивание и метасоматоз (в основном доломитизация). Растворение при выщелачивании проявляется по-разному в зависимости от большей или меньшей дисперсности слагающих породу частиц. Тонкодисперсные компоненты сильнее подвержены этому процессу. Растворимость также зависит от состава минералов и вод: арагонит растворяется лучше, чем кальцит, сульфатные воды более активно растворяют доломит и т.д. Анализ изменения фильтрационно-емкостных параметров, определяемых в том числе выщелачиванием, устанавливает их весьма отчетливую связь со структурно-генетическими типами пород. Примером этого является крупный рифовый массив раннепермского и каменноугольного возраста Карачаганакского месторождения, расположенного в северной бортовой части Прикаспийской впадины.

Месторождение Карачаганак находится под соленосной кунгурской толщей на глубинах от 3750 до 5400 м. В продуктивной толще каменноугольно-раннепермского возраста преимущественно развиты биогермные и биоморфно-детритовые известняки, в меньшей степени — хемогенные и органогенно-обломочные разности, присутствуют доломиты как продукты замещения извест-

няков. По фациальной принадлежности различаются породы ядра рифового массива, склоновых фаций, внутририфовой лагуны и обломочного шлейфа. Это обычная схема строения всех рифовых массивов. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают породы ядра (особенно в выщелоченном состоянии), а также отложения склоновой фации, залегающие на глубине 4,8–4,9 км. Для них характерны значения пористости 10–23% и проницаемости 100–500 мД. Такие высокие значения на больших глубинах определяются тем, что широко развитые процессы растворения привели к формированию линзовидных крупнопористых зон с унаследованной кавернозностью (см. рис. 6.11). В меловых отложениях Золотого пояса и зоны Реформа в Мексике рифовые и предрифовые фации, в том числе фация обломочного шлейфа, представляют коллекторы с пористостью от 14 до 26% и проницаемостью в сотни миллидарси.

Иной тип карбонатных пород и пустоты в них можно наблюдать в древних толщах Восточной Сибири в Юрубчено-Тохомской зоне нефтенакопления. Здесь в разрезе продуктивных толщ преобладают вторично измененные перекристаллизованные водорослевые, строматолитовые доломиты. В породах широко развиты стилолитовые швы, часто заполненные глинисто-битуминозным веществом. Широко развиты процессы окремнения. Массивы карбонатных пород рифея при выведении на поверхность во время предвендского перерыва подвергались выветриванию и карстообразованию, что привело к развитию кавернозности. Карстовые воронки и другие ниши были заполнены делювиально-пролювиальными образованиями. Массивы нарушены разломами и трещиноватостью. Таким образом, коллекторы обладают сложной структурой пустотного пространства. Из зон повышенной пустотности получены высокие притоки нефти.

Доломитизация является одним из ведущих факторов при формировании коллекторов. На образование доломита влияет соотношение в воде магния и кальция и общая величина солености. При более высокой концентрации солей требуется и большее количество растворенного магния. В процессе диагенеза доломит возникает за счет своих предшественников, таких, как магнезиальный кальцит. Первичная диагенетическая доломитизация не имеет существенного значения для формирования коллекторских свойств. Метасоматическая доломитизация в катагенезе более важна для преобразования коллекторов. Для доломитообразования необходимо поступление магния. Источники его могут быть различны. При катагенетических процессах в условиях повышенных температур растворы теряют магний, обменивая его на

кальций вмещающих пород. На примере Припятского прогиба видно, что между составом рассолов и интенсивностью вторичной доломитизации устанавливается отчетливая зависимость. В тех стратиграфических зонах, где девонские карбонатные породы наиболее сильно доломитизированы, содержание магния в рассолах резко падает, он используется для образования доломита. При метагенетической доломитизации особенно заметно увеличение пористости, так как процесс идет в породе с жестким скелетом, которая трудно поддается уплотнению. Общий объем породы сохраняется, пустотность в ней за счет доломитизации повышается.

Обратный процесс раздоломичивания (дедоломитизация) особенно распространен в приповерхностных условиях. Наиболее активно он проходит в разрезах, где доломиты содержат прослои сульфатов. При просачивании вод магний доломитов в растворах соединяется с радикалом SO_4^{2-} и выносится в виде легкорастворимого MgSO_4 . Происходит увеличение пористости пород.

Но перенос сульфатов водами нередко приводит и к противоположным результатам с точки зрения качества коллекторов. Легкорастворимый CaSO_4 также легко выпадает в осадок и запечатывает поры. Также может влиять и кальцитизация, которая часто выражается в наращивании регенерационных каемок и сужении порового пространства.

Есть и другие специфические геофизические приемы исследования карбонатных коллекторов, в том числе сопоставление данных НГК (дает представление об общей величине пустотности) и БКЗ (величина пустотности, связанной трещинами, в том числе и каверн), а также другие методы.

Заканчивая рассмотрение карбонатных коллекторов, необходимо еще раз подчеркнуть то, что по сравнению с обломочными породами структура их порового пространства чрезвычайно разнообразна. Ненарушенная матрица имеет характеристики, которые определяются прежде всего первичной структурой, кавернозность сильно изменяет эти характеристики, а трещиноватость создает как бы две наложенные друг на друга системы пустот. Все это и определяет необходимость особой классификации коллекторов. Такая оценочно-генетическая классификация коллекторов была предложена К.И. Багринцевой (табл. 6.3).

Определяющим параметром предлагаемой классификации является проницаемость, предельные значения которой взяты из анализов коллекторских свойств пород различного генезиса и структурных особенностей. Минимальные и максимальные значения оценочных показателей (пористости, газонефтенасыщенности и др.) получены из корреляционных зависимостей между

Таблица 6.3

Оценочно-генетическая классификация карбонатных пород-коллекторов*, содержащих газ и нефть

Группа	Класс	Абсолютная проницаемость, Д (дарси)	Открытая пористость, %	Остаточная водонасыщенность, % от объема пор		Потенциальный коэффициент газонасыщенности	Тип коллектора	Полезная емкость и фильтрационные свойства	Текстурно-структурная характеристика
				пределы					
				нижний	верхний				
А	I	0,1—0,5	25—35	5	10	0,95—0,9	каверно-поровый	высокие	Биоморфные, органогенно-детритовые, комковатые, слабосцементированные (цемента до 10%); рыхлая упаковка фрагментов; поры седиментационные, увеличенные выщелачиванием до каверн
	II	0,5—0,3	16—30	10	20	0,95—0,8			
Б	III	0,3—0,1	12—28	12	22	0,88—0,78	поровый, трещинно-поровый	средние	Органогенно-детритовые, слабо перекристаллизованные, сцементированные (цемента 10—20%); поры седиментационные и реликтовые Органогенно-густково-детритовые, плотно сцементированные и сильно перекристаллизованные; упаковка фрагментов плотная; пустоты реликтово-седиментационные, выщелачивания, перекристаллизация
	IV	0,1—0,55	12—25	16	30	0,84—0,7			
	V	0,05—0,01	12—25	20	38	0,08—0,62			
В	VI	0,0—0,001	Параметры матрицы			0,65—0,45	порово-трещинный	низкие	Пелитоморфно-микрозернистые, густково-детритовые, сильно перекристаллизованные с плохо различимыми форменными элементами; пустоты выщелачивания (единичные), возможно, реликтово-седиментационные
			6—10	35	55				
	VII	0,300—0,02 0,001—0,0001 0,300—0,02	Параметры трещин			1,0	преимущественно трещинный		
			1—3	—	—				
			Параметры матрицы			—	каверно-трещинный		
			2—5	60	100				
			Параметры трещин			1,0			
			1,0—4,5	—	—				

* Известняки, доломиты и все переходные разности могут представлять собой любой класс коллекторов.

проницаемостью, пористостью и остаточной водой. Наиболее характерна связь остаточной водонасыщенности с абсолютной проницаемостью.

В породах по мере улучшения фильтрационных свойств количество остаточной воды уменьшается. Пористость может быть различной, при этом даже высокие (более 15%) значения открытой пористости бывают в породах с низкими фильтрационными свойствами. Между открытой пористостью и остаточной водонасыщенностью связь неопределенная.

Низкопористые породы всегда отличаются большим содержанием воды, а высокопористые имеют двойственную характеристику: хорошо проницаемые включают небольшое количество воды, а плохо проницаемые — значительное (более 50%). В классификационной схеме все коллекторы подразделяются на три большие группы: А, Б, В, внутри которых в свою очередь выделяются классы, характеризующиеся разными оценочными параметрами, литологическими и структурными особенностями. Группы А и Б представлены в основном коллекторами порового и каверново-порового типов, В — трещинного и смешанного типов. В породах группы А преобладают первичные пустоты, размеры которых увеличены в процессах последующего выщелачивания.

В породах группы Б развиты седиментационные поровые каналы; меньшую роль играют пустоты выщелачивания. Строение пустотного пространства в породах группы А значительно проще, чем в группе Б, а наиболее сложно оно в группе В. Здесь преобладают мелкие извилистые, плохо сообщающиеся каналы. Коллекторы I и II классов в группе А обладают в основном унаследованными высокими фильтрационными и емкостными параметрами. В III, IV и V классы попадают породы обломочно-органогенные и биохомогенные с низкими первичными коллекторскими свойствами. Вторичное минералообразование, перекристаллизация, доломитизация, раздоломичивание, особенно сопровождающиеся выщелачиванием и выносом материала, улучшают их свойства. В VI и VII классах выделены породы таких хомогенных и биохомогенных разновидностей, петрофизические характеристики которых никогда не достигают высоких значений. Но здесь в большей степени, чем в породах высших классов, проявляется другой фактор — трещиноватость. Тип пустот поровый (для матрицы) и трещинный (в целом для коллектора). Поэтому отдельно даются параметры матрицы, которые в основном низкие, особенно проницаемость, и отдельно параметры трещин, по которым проницаемость значительно выше.

Трещинные коллекторы

По формированию пустотного пространства трещинные коллекторы отличаются от других типов. Для определения трещинной пустотности и проницаемости существуют особые способы. Как уже упоминалось, существуют макро- и микротрещины с раскрытием соответственно более или менее 0,1 мм. Макротрещины обычно изучаются, описываются и измеряются в поле на обнажении, а микротрещины — под микроскопом в шлифах часто увеличенного размера. Необходимым элементом при исследовании трещин является определение их ориентации как в пространстве (вертикальные, горизонтальные, наклонные), так и по отношению к пласту (по слоистости, поперек слоистости, диагональные) и к структурным формам (продольные, поперечные, радиальные и др.).

В генетическом отношении выделяются литогенетические и тектонические трещины (табл. 6.4). Литогенетические трещины по приуроченности к определенным стадиям подразделяются на диагенетические, катагенетические, гипергенетические. Тектонические трещины различаются по причинам, их вызывающим: колебательные движения, складчатые и разрывные дислокации. Одни виды трещин могут переходить в другие, но в принципе опытный геолог всегда отличит литологическую трещиноватость от тектонической. Как правило, литологическая трещиноватость приспосабливается к структурно-текстурным особенностям породы. Трещины ветвятся, огибают отдельные зерна, в целом расположение их хаотично. Поверхность стенок трещин неровная. Тектонические трещины более прямолинейны, они меньше считаются со структурно-текстурными особенностями пород, по-

Таблица 6.4

Основные виды трещин в осадочных горных породах

Литогенетические			Тектоногенетические (тектонические)		
Диагенетические	Катагенетические	Гипергенетические			
Возникшие при			Возникшие при		
уплотнении, кристаллизации, обезживании и др.	перекристаллизации, выделении межслоевых вод в глинах, кристаллизационных вод и др.	выветривании, поверхностном трещинообразовании и др.	колебательных движениях (эпейроклазы)	складкообразовательных движениях (параклазы)	дизъюнктивных нарушениях (диаклазы)

верхность их стенок более гладкая и переходит иногда в зеркала скольжения.

Различные породы в разной степени подвержены трещиноватости. Наибольшей способностью к растрескиванию обладают мергели и пелитоморфные известняки, затем следуют кремнистые породы, сланцы, песчаники. Наименее трещиноваты соли. Подмечено, что существует определенная зависимость между толщиной пластов и интенсивностью трещиноватости: при одном и том же составе в более мощных пластах расстояния между трещинами больше.

Наблюдения из космоса, материалы аэрофотосъемок, описания обнажений показывают, что существуют трещины и трещинные зоны разных масштабов. Выделяются элементы очень крупной планетарной системы трещиноватости, приуроченные, возможно, к сочленениям крупных тектонических блоков земной коры. Эти трещиноватые зоны являются основой так называемых линеаментов на поверхности Земли. Одна из крупных линеаментных зон прослеживается от Урала, через Среднюю Азию уходит в район Персидского залива и далее в Оман (Урало-Оманский линеамент). Другие, меньшие по размерам линеаменты, отражающие зоны повышенной трещиноватости, известны в Восточном Предкавказье. Выделение и картирование таких зон является первостепенной задачей, особенно в практическом отношении.

Важным является вопрос о выполнении трещин. Они могут быть свободными и частично или полностью выполнены какими-либо веществами, высадившимися из циркулирующих в них растворов. Чаще всего трещины заполнены карбонатными минералами, кварцем, сульфатами, глинистым материалом (часто пропитанным битуминозным веществом) и остаточными продуктами преобразования углеводородов (черно-битумные трещины). На стенках трещин нередко встречается и капельно-жидкая нефть.

Основными элементами трещин при замерах являются их ориентировка (в пространстве, по отношению к пластам и др.), их протяженность и раскрытость. Кроме того, можно говорить о пустоте и плотности трещин. При определении густоты учитывается количество трещин одной (!) системы на единицу длины по перпендикуляру к этой системе трещин. Для макротрещин за единицу длины берется 1 м, для микротрещин (определяется в шлифах) — 1 мм. Под плотностью трещин принимается общее количество всех (!) систем в единице объема или на единице площади (поверхность обнажения, площадь шлифа).

Пустотное пространство трещинных коллекторов подразделяется на две категории. С одной стороны, это поры и другие

пустоты в матрице породы (в не нарушенных трещинами блоках), с другой — объем самих трещин, связанных с ними каверн и т.д. Свойство пород блоков (матрицы) определяется обычным способом. Объем трещин обычно невелик, но вследствие сравнительной простоты структуры, преобладающей прямолинейности трещин фильтрация через них может быть весьма эффективна.

Трещинная пустотность — это отношение объема трещин к объему породы:

$$m_T = b \cdot l / S,$$

где b — раскрытость трещин (среднестатистическое расстояние между стенками трещин); l — общая их протяженность в образце; S — площадь изучения.

Зависимость проницаемости трещин от раскрытости и трещинной пустотности выражается соотношением

$$K_T = 85\,000\, b^3 m_T,$$

где b — раскрытость трещин, мм; m_T — трещинная пустотность, доли единицы; K_T — трещинная проницаемость, мкм².

Приведенное соотношение справедливо для тех случаев, когда поверхности стенок трещин перпендикулярны к поверхности фильтрации. При наличии нескольких систем трещин и их различной ориентированности по отношению к потоку фильтрации следует применять различные числовые коэффициенты.

Кроме изучения в образцах (макротрещиноватость) и в шлифах (микротрещиноватость) трещиноватость изучают также геофизическими и гидродинамическими методами, фотографированием стенок скважин, но каждый из этих методов имеет свои погрешности.

Степень трещиноватости пород и, следовательно, выделение соответствующих зон в разрезе могут быть произведены на основе данных акустического каротажа (АК).

Карбонатные породы, в которых часто развиты трещины, представляют неоднородные среды, распространение волн в которых определяется структурой и текстурой породы, величиной и характером пустотного пространства, типом его заполнения. Существенное влияние оказывают трещины. По условному коэффициенту относительной трещиноватости, представляющему собой отношение скорости прохождения ультразвука в породе с трещинами к скорости волн в монолитной породе, можно подразделить карбонатный разрез, выделить интервалы максимальной трещиноватости там, где этот коэффициент меньше. Также существенное влияние оказывают различные заполнители. Установлено, что водонасыщенные трещиноватые породы характери-

зуются более высокими значениями скорости продольных волн и меньшей анизотропией, чем газосодержащие. Возрастание скорости продольных волн при насыщенности пород жидкостью объясняется меньшей разницей в объемной упругости твердой фазы породы и жидкости по сравнению с объемной упругостью твердой фазы и газа. Скорость ультразвуковых колебаний зависит от ориентировки систем трещин, различия могут быть в 1,5 раза и более. В трещиноватых доломитах девонского возраста в Белоруссии скорость по различным направлениям изменяется от 2,6 до 5,5 км/с. Плотные доломиты карбона на Вуктыльском газоконденсатном месторождении характеризуются максимальным диапазоном изменения скорости — от 6,8 в слабонарушенных зонах до 2 км/с в зонах повышенной трещиноватости. Такое различие скоростей в породах одинакового литологического состава при сходной и в целом низкой пористости 1–3% обусловлено неодинаковой густотой трещин и значительными колебаниями их раскрытости.

Нетрадиционные коллекторы

К породам, роль которых в нефтегазоносности пока еще невелика по сравнению с вышеописанными, относятся толщи, сложенные глинистыми, кремнистыми, вулканогенными, интрузивными, метаморфическими породами и др. Их можно разделить на две группы. В одних нефтегазоносность обычно сингенетична, в других она связана с приходом углеводородов из соседних толщ.

В глинистых породах природные резервуары (участки с повышенной пористостью и проницаемостью разнообразной формы) возникают в них в процессе катагенеза. Само возникновение пустот связано с генерацией нефтяных и газовых углеводородов и перестройкой структурно-текстурных особенностей минеральной матрицы породы. Одним из характерных примеров является толща глин баженовской свиты в Западной Сибири. От подстилающих и перекрывающих пород отложения баженовской свиты отличаются повышенным содержанием органического вещества (от 5 до 20% и более) и повышенным содержанием кремнезема. Породы обладают пониженной плотностью (2,23–2,4 г/см³) по сравнению с ниже- и вышележащими толщами. По мнению Т.Т. Клубовой, в седиментогенезе происходило образование микроблоков, покрытых пленкой сорбированного органического вещества. Колломорфный кремнезем, обволакивая агрегаты глинистых минералов, создает на их поверхности сложные комплексы с участием органического вещества и кремнезема (возникают так

называемые кремнеорганические «рубашки»). Процессы трансформации глинистых минералов и выделения связанной воды приводят к образованию мелких послойных трещин. На определенной глубине зон возникают разуплотнения. Какие-то участки породы вследствие роста внутреннего давления пронизываются системой трещин вдоль поверхности «рубашек». При вскрытии пород баженовской свиты, как правило, отмечаются разуплотнение и аномально высокое пластовое давление.

Об уменьшении плотности пород баженовской свиты свидетельствует проведенный М.К. Калинко эксперимент, при котором образец из скважины на Чупальской площади в Западной Сибири подвергался нагреванию до 180 °С при давлении 25 МПа в течение 20 суток. До нагревания пористость породы составляла 1,88%, после нагревания увеличилась до 2,71%, доля крупных пор размером более 10 мкм возросла с 6 до 11%.

В результате возникают зоны с повышенными коллекторскими свойствами (природные резервуары), ограниченные со всех сторон менее измененными и проницаемыми породами. Зачастую эти участки никак не связаны со структурно-тектоническими особенностями региона. Так, видимо, образовались резервуары в баженовской карбонатно-кремнисто-глинистой толще верхней юры в Западной Сибири (Салымское месторождение и др.). Сходным образом могли формироваться коллекторы в майкопской глинистой серии Ставрополя (Журавское месторождение и др.).

Можно сделать вывод о том, что в этих коллекторах совпадает во времени формирование коллекторских свойств и генерация нефтяных углеводородов. Повышению растресканности породы способствуют и некоторые тектонические процессы. При отборе нефти из таких пород трещины смыкаются, таким образом, бажениты и другие сходные породы являются коллекторами как бы «одноразового использования». В них нельзя закачать газ или нефть, как это делают при строительстве подземных хранилищ в других типах пород.

По-другому протекают процессы в кремнистых толщах биогенного происхождения. На первых этапах осадкообразования и начальных этапах диагенеза формируется «ажурная» органогенная структура из раковинок кремнеотрающих организмов. В дальнейшем преобразование органогенной структуры тесно связано с преобразованием аморфных форм кремнезема (опал) в кристаллические формы. При переходе опала А в опал КТ появляется глобулярная микротекстура и формируется межглобулярный тип коллектора. При повышенном содержании сапропелевого ОВ и повышенной каталитической роли поверхностно-активного

кремнезема начинаются процессы генерации углеводородов. Коллекторы для них уже подготовлены в этих же толщах, свойства их высоки (пористость достигает 40%). Нефти в биогенно-кремнистых толщах считаются нефтями раннего созревания. При дальнейшем усилении катагенеза происходят обезвоживание, переход кремнезема в другие минеральные формы — халцедон, а затем кварц. В породах развивается трещиноватость, связанная система трещин способствует образованию резервуара пластового или массивного типа с коллектором трещинного типа. На шельфе Калифорнии находится несколько месторождений, где кремнистые породы формации Монтерей миоцена промышленно нефтеносны. Самым крупным является месторождение Пойнт-Аргуэльо. На Сахалине в таких толщах также открыты два месторождения. Сходным образом возникают резервуары в кремнисто-глинисто-карбонатных, богатых ОВ, так называемых доманикоидных толщах.

Коллекторы в породах магматического и метаморфического происхождения известны давно. В частности, нефть обнаружена в вулканитах, во вторично измененных пористых лавах и туфах в Мексике, Японии и в других местах. Нефть и газ в туфах, лавах и других разностях связаны с пустотами, которые образовались при выходе газа из лавового материала или со вторичным выщелачиванием. Нефтеносность этих пород всегда вторична. В вулканических породах в Западном Азербайджане открыто месторождение Мурадханлы. Залежи нефти в породах вулканогенного комплекса эоценового возраста открыты в Восточной Грузии. Известны скопления нефти в метаморфизованных породах фундамента в Алжире, в измененных серпентинитах на Кубе и т.д. Притоки нефти получены из коры выветривания гранитно-метаморфических пород, залегающих в ядрах мезозойских поднятий в Шаймском районе Западной Сибири. На площади Оймаша на Южном Мангышлаке получена нефть из зоны вторично измененных гранитов.

Однако подлинный бум вызвало открытие нефти в гранито-гнейсовых породах на шельфе Вьетнама (месторождение Белый Тигр и др.). Эти породы участвуют в строении месторождений, массивы их облекаются третичными осадочными породами, гранитные тела внедряются в осадочные породы. Возникновение коллекторских свойств в них связано с метасоматозом и выщелачиванием в результате гидротермальной деятельности, с явлениями контракции (усадкой) при остывании, с дроблением по зонам тектонических нарушений. В результате действия растворов, цеолитизации, выщелачивания полевых шпатов в породах образуются крупные каверны. В результате воздействия перечис-

ленных процессов возникли субгоризонтальная и субвертикальная зональности в распределении проницаемых участков и сложились три типа пустотности: трещинная, трещинно-каверновая и поровая. Основной объем пустот в магматическом коллекторе принадлежит микротрещинам и микрокавернам. Основное пустотное пространство тектонического происхождения связано с трещиноватостью, катаклазированием и милонитизацией, в результате чего породы раздроблены в щебенку. Контракционная усадка при остывании привела к созданию контрактционной пустотности. Пористость пород в большинстве случаев не превышает 10–11%. Проницаемость матрицы невысока, но в результате развития кавернозности и трещиноватости в целом проницаемость достигает сотен миллиардов. Зоны улучшенных коллекторов обеспечивают притоки нефти в сотни тонн.

В качестве газосодержащих выделяются многолетнемерзлые породы. Пустоты разного генезиса, образовавшиеся в них, могут быть заполнены газом, льдом и незамерзшей водой. При определенных условиях (повышение давления) образуются соединения газа с водой — газогидраты. Выбросы газа из этих толщ могут отличаться высокой интенсивностью и большими дебитами (в основном не столь длительными). Залежи в этих коллекторах располагаются на небольших глубинах, в некоторых случаях они могут быть использованы для местных нужд.

Учитывая необходимость сопоставления основных параметров двух ведущих групп коллекторов — обломочных (гранулярных) и карбонатных, — авторы предлагают общую классификацию этих коллекторов (табл. 6.5). Она основана на сопоставлении исходных классификаций, в ней учтены как структурные признаки породы, так отчасти и их состав.

Выделение классов производится в основном по величине открытой пористости, при этом ее границы, а также проницаемость в классах очень широкие (соответственно 10–20%, 100–1000 мД). Этот недостаток может быть ликвидирован введением подклассов в зависимости от развития конкретных разностей пород в том или ином районе со свойственными им вещественно-структурными характеристиками и параметрами.

Например, в классе 2 можно выделять подкласс 2а с хорошо отсортированными малоцементными песчаниками и 2б — с песчаниками, содержащими повышенное количество цемента и соответственно со сниженной емкостью и особенно проницаемостью. В классе 4 слабоизмененные пелитоморфные и мелкозернистые известняки имеют удовлетворительную емкость, но низкую проницаемость.

Общая классификация коллекторов

Типы коллекторов		Классы по емкостным и фильтрационным свойствам
<u>Гранулярные</u> в хорошо отсортированных обломочных породах, оолитовых известняках <u>Кавернозные</u> в карбонатных и выщелоченных магматических и метаморфических породах		<u>класс 1</u> открытая пористость до 40% и выше, проницаемость до 1000 мД и выше
<u>Гранулярные</u> отсортированные с малым количеством цемента, оолитовые известняки <u>Биопустотные</u> рифовые и другие биогенные карбонатные породы		<u>класс 2</u> открытая пористость более 20%, проницаемость 100–1000 мД
<u>Гранулярные</u> олигомиктового и аркозового состава <u>Карбонатные</u> органогенно-детритовые		<u>класс 3</u> открытая пористость 15–20%, проницаемость 10–100 мД
<u>Гранулярные</u> полимиктового состава <u>Карбонатные</u> пелитоморфные, мелкозернистые, комковатые		<u>класс 4</u> открытая пористость 10–15%, проницаемость 1–50 мД
<u>Трещинные</u>	тектоническая трещиноватость	<u>класс 5</u> трещинная пустотность 2–3%, проницаемость до 1000 мД
	литогенетическая трещиноватость	<u>класс 6</u> трещинная пустотность 5–10%, проницаемость 10–100 мД

Сюда же могут быть отнесены комковатые выщелоченные известняки или строматолитовые, обладающие повышенными свойствами. Укрупненные классы полезны для выявления общих тенденций изменения свойств на значительных площадях и частях разреза.

6.7. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ПОРОДАХ-ФЛЮИДОУПорах

Породы, содержащие нефть, газ и воду, находятся в неразрывной связи с ограничивающими их слабопроницаемыми породами, называемыми общим термином *флюидоупоры*, через которые фильтрация идет очень слабо, и поэтому в ловушках возможно накопление и сохранение в течение более или менее длительного времени (миллионы лет) залежей углеводородов. Флюидоупоры,

перекрывающие залежь, называют покрывками. Они могут быть эффективны для сохранности залежей в определенных пределах, при давлениях, которые создались при формировании залежи. Минимальное перемещение (хотя бы диффузия) через покрывку, конечно, происходит, но при сохранении стабильных условий существования залежи масштабы этого перемещения очень малы.

Обычно скорость фильтрации (пропускная способность) через надзалежные покрывки значительно меньше скорости накопления углеводородов. Скорость может быть недостаточной для рассеивания образовавшихся скоплений углеводородов на протяжении многих миллионов лет при неизменной или слабо меняющейся общегеологической обстановке. Когда же условия (тектонические, литологические и др.) начинают существенно изменяться, покрывка становится неэффективной и залежь разрушается.

Лучшими покрывками считаются соленосные толщи; наиболее распространенными являются глины. Кроме глинистых пород и соленосных толщ покрывками могут служить и другие разновидности осадочных и даже магматических пород. Если экранирующие свойства глинистых и соляных пород объясняются (до определенных пределов давления и температуры) их повышенной пластичностью, то другие разновидности пород обладают изолирующей способностью вследствие своей плотности (прочности, крепости) и рассматриваются как плотностные покрывки (флюидоупоры).

Экранирующие свойства глин зависят от их состава, мощности и выдержанности, песчанистости или алевритистости, вторичных изменений, трещиноватости. Большое значение для экранирующих свойств глин имеют находящиеся в них вода и органическое вещество.

Природные глины являются высокодисперсионными системами и представлены различными минерально-структурными разновидностями. Глинистые породы как флюидоупоры эффективны в определенном интервале глубин, давлений и механических свойств (главным образом пластичности). Многое зависит, конечно, от минерального состава и от возраста глинистых пород. Глины представлены различными минерально-структурными разновидностями. В основном встречаются гидрослюдистые (иллитовые), разбухающие или смектитовые, прежде всего монтмориллонитовые и каолинитовые, глины. С увеличением глубин может возрастать роль хлоритов, встречаются магнезиальные разновидности глинистых минералов.

Структурно-текстурные особенности глинистых илов складываются при осадении. Преобразования происходят и далее в

диагенезе, а особенно существенные в катагенезе уже в глинистых породах.

Обычно глинистые частицы (чешуйки) имеют вид пластинок, ограниченных плоскими субпараллельными базисными поверхностями. Боковые стороны этих частиц представляют собой сколы, где кристаллическая решетка чаще всего деформирована (была подвержена деградации в результате гипергенеза и транспортировки), и заряд поверхности чаще всего не уравновешен. Частицы, разделенные в осадке жидкой средой, могут испытывать притяжение, особенно сильно оно может проявляться на боковых сколах из-за неравномерного перераспределения электростатических зарядов, это и определяет процессы коагуляции. В придонной части водоема, где концентрация частиц нарастает, коагуляция развивается более интенсивно. Большое значение имеет и характер среды. Например, чешуйки каолинита в слабокислой среде коагулируют очень быстро, а в слабощелочной образуют устойчивую суспензию. Вследствие коагуляции образуются микроагрегаты чешуек, сочетание которых образует различные пространственные структуры. В тех условиях, когда глинистые частицы находятся в достаточно стабилизированном состоянии, в спокойных условиях среды они образуют осадок с однородной ориентацией частиц на дне бассейна. В результате осадкообразования возникает очень рыхлая гелеобразная высокопористая масса. Осадки характеризуются высокой обводненностью, в них возникают микроагрегаты глинистых частиц со структурами различных типов. Сочетание частиц внутри них различное, не только по типу базис—базис, но и по типу базис—скол или скол—скол. Если стабилизация боковых сколов по сравнению с базисными поверхностями низкая (заряды не сбалансированы), происходит образование сетчатой структуры типа «карточного домика».

В.И. Осипов, В.Н. Соколов и В.В. Еремеев различают три разновидности наиболее широко распространенных микроструктур. Например, для осадков каолинитового состава наиболее характерны микроагрегаты, строение которых напоминает сдвинутую колоду карт; микроагрегаты со слегка закрученными краями в глинистых осадках смектитового и смешанослойного состава образуют замкнутые кольцевые ячейки. Размеры средних эквивалентных диаметров пор в осадках изменяются от 0,06 до 11,6 мкм. Преобладают мелкие поры.

В диагенезе начинается структурное упорядочение гелеобразной массы, происходит аградация (совершенствование кристаллических решеток) глинистых минералов при повышенном содержании магния и калия в иловых водах. За счет разложения органического вещества образуются CO_2 , CH_4 , H_2 и жирные кис-

лоты. Образуются также гуминовые, аминовые кислоты, сероводород и другие продукты. Соединения гуминовых кислот (гуматы) активно адсорбируются на поверхности глинистых минералов с образованием органо-минеральных комплексов. Это повышает стабилизацию глинистых частиц. Часть воды постепенно отжимается, с ней уходят и некоторые продукты преобразования органического вещества. Остающиеся в осадке органические соединения более прочно закрепляются на поверхности глинистых минералов, снижая их гидрофильные свойства.

В процессе дегидратации к концу диагенеза основным видом воды в осадке является связанная вода. В связи с уплотнением происходит сближение и укрупнение микроагрегатов, уменьшение размеров пор и их закрытие. С другой стороны, в некоторых случаях при диагенезе может происходить образование сплошной глинистой массы из различно ориентированных частиц. В спокойной среде чешуйки укладываются своими базисными плоскостями однообразно. Одной из причин этого может быть выжимание флюидов из осадка в виде восходящих мелких струек воды и газов.

При катагенезе происходит дальнейшее уплотнение уже сформировавшейся породы, изменение состава поровых вод, раскристаллизация коллоидов, аутигенное минералообразование. В связи с этим происходит и упрочнение структурных связей, намечается формирование новых текстур. В глинистых породах, по данным В.И. Осипова, В.Н. Соколова и В.В. Еремеева, могут существенно различаться способы расположения частиц (микротекстуры). При ламинарной микрослоистой текстуре отмечается высокая степень упорядоченности, ориентации составляющих структурных элементов в плоскости напластования, порода характеризуется отчетливой анизотропией. Размеры пор составляют первые микроны, при низком содержании алевритовых примесей экранирующие свойства высокие. При вихревом «турбулентном» распределении материала листообразные изогнутые агрегаты глинистых частиц как бы обтекают мелкие алевритовые зерна и другие включения. В глинистых породах турбулентного строения размеры агрегатов могут достигать 20 мкм, диаметры пор изменяются от 0,06 до 10,2 мкм.

Большое значение для изменения свойств глин в катагенезе имеет явление трансформации вида воды, переход связанной воды в свободную, при росте температур и повышении энергетического уровня в породной системе происходит ослабление связей диполей воды с поверхностью кристаллической решетки минералов, увеличение объема свободной воды связывают со второй стадией дегидратации. Она начинается с 1,2 км или несколько

глубже и продолжается до глубины 3–4 км, ее связывают с гидрослюдизацией разбухающих глинистых минералов (например, монтмориллонита). Начало и темп дегидратации различны. Многие авторы считают, что начало выделения связанной межслоевой воды происходит при температурах +65...+110 °С (по М. Барсту и Ч. Уиверу). Глубины при этом могут быть разные в зависимости от темпов погружения, геотермического режима и интенсивности осадконакопления. В течение второй стадии дегидратации увеличение объема воды в связи с переходом из связанного в свободное состояние будет противодействовать фильтрации каких-либо веществ через породу и таким образом будет улучшать свойства пород как покрышек. Если уход дополнительных объемов воды затруднен (в разрезе отсутствуют пористые породы, которые могли бы поглощать эту воду), то в глинах возникает аномально высокое пластовое давление (АВПД), превышающее гидростатическое. До определенных пределов АВПД будет способствовать повышению экранирующих свойств глинистых пород. Но затем может наступить момент превышения прочности породы, чрезмерно возросшее давление вызовет образование множественных гидроразрывов, будет активно развиваться трещиноватость, а глина будет терять свои экранирующие свойства.

Постепенно в породах происходит рост прочности структурных связей. Повышение давления и температуры приводит к уменьшению толщины гидратной пленки между агрегатами, а затем к ее прорыву и образованию более прочных контактов частиц породы. При этом происходят снижение и потеря пластичности. Однако на этом этапе породы еще способны гидратироваться, набухать при увлажнении в отсутствие противодействующего этому процессу прилагаемого извне давления. Экранирующие свойства сохраняются.

При дальнейшем увеличении глубин погружения происходит образование наиболее прочных контактов, в основе возникновения которых лежат силы ионно-электростатической и химической природы. Породы, обладающие такими контактами, постепенно теряют способность к упругим деформациям под влиянием внешних нагрузок и разрушаются при нагрузке, превышающей предельную прочность. Подобными породами фиксируется рубеж, после которого глинистые породы теряют свои экранирующие свойства. Микроагрегаты постепенно преобразуются в крупные вытянутые блоки, а затем в поликристаллические сростки толщиной в несколько микрон. В дальнейшем на их основе развивается серицитизация, постепенно изменяется структура породы.

Определенную роль в изменении свойств глинистых покрышек играет геологическое время, что было показано А.А. Хани-

ным и др. При сравнении однотипных, но разновозрастных глин девона, глин Волго-Урала и мезозойских глин Предкавказья, залегающих на одних и тех же глубинах, оказалось, что геологическое время действия нагрузки имеет большое значение. Глины среднего-верхнего девона в разрезе Мухановского месторождения в Волго-Уральской нефтеносной области на глубине около 3 км имеют плотность примерно $2,69 \text{ г/см}^3$, в то время как глинистые породы нижнего мела в Восточном Предкавказье (Прикумская зона поднятий), залегающие в таких же спокойных условиях на таких же глубинах, характеризуются плотностью $2,46 \text{ г/см}^3$ (данные А.А. Ханина). Глины девона за прошедшее время уплотнились больше мезозойских. В спокойных условиях залегания мезозойские глины далеки от предела уплотнения, поэтому и на больших глубинах могут быть еще удовлетворительными.

Большое значение для изолирующих свойств имеют примеси в глинах и характер воды в них. Уплотнение глин, содержащих примесь карбонатного материала, происходит более интенсивно по сравнению с некарбонатными на глубинах примерно до 3 км. По-видимому, большее содержание связанной воды в некарбонатных глинах сказалось на относительно более высоком противодействии уплотнению, чем у глин карбонатных, характеризующихся меньшим количеством и меньшей толщиной слоя прочносвязанной воды. Ниже 3 км возрастающие температура и давление нивелируют эти различия за исключением отдельных случаев.

Даже небольшая примесь алевритового материала резко изменяет структуру глин. Более чистые разности глин по сравнению с алевритистыми уплотняются более интенсивно и характеризуются преимущественно тонкими сечениями поровых каналов ($0,001 \text{ мкм}$ и менее). При добавлении даже 9–10% алевритовых зерен **однородность** нарушается, размеры пор изменяются в широких пределах от $0,001$ до $0,5 \text{ мкм}$ и даже десятков микрон.

Размеры поровых каналов и их распределение имеют большое значение для экранирующих свойств глинистых пород. Структура порового пространства глин изучается методом вдавливания ртути (ртутная порометрия). Существуют расчетные способы для определения размеров пор. И.И. Нестеров вывел формулу для определения преобладающего диаметра пор в глинах, сложенных однородными частицами определенной фракции:

$$d_{cp} = h(1 - K_n)^{-1/3} - h,$$

где d_{cp} — средний диаметр поровых каналов, см; h — размер граней глинистых частиц; K_n — коэффициент общей пористости.

Чтобы газ или нефть могли пройти сквозь воду, необходимо превысить капиллярное давление системы. Это усилие называет-

ся давлением прорыва, которое соответствует суммарному вектору, равному капиллярному давлению и давлению сдвига какого-то количества слоев связанной воды. При достижении такого положения газ или нефть прорываются через водонасыщенную породу по наиболее крупным каналам.

К удовлетворительным и хорошим покрышкам А.А. Ханин относит глины с порами размером не более 2 мкм (рис. 6.20). Наличие пор более крупных размеров, даже если их количество не превышает нескольких процентов, резко ухудшает экранирующие свойства пород, повышая их проницаемость.

По мнению некоторых исследователей, прорыв подвижных веществ через экранную толщу происходит также за счет раздвигания и механического разрушения межпоровых перегородок и образования таким образом новых путей для движения (более крупные каналы, трещины, объединение трещин в системы).

Значение давления прорыва позволяет определить высоту залежи, которую могут удерживать покрышки:

$$H = P_{\text{пр}} / (d_{\text{в}} - d_{\text{н}}),$$

где H — высота залежи, м; $P_{\text{пр}}$ — давление прорыва, атм; $d_{\text{в}}$ и $d_{\text{н}}$ — плотность воды и нефти, г/см³.

Давление прорыва изучается на насыщенных водой образцах определенного размера в условиях всестороннего сжатия. По данным А.А. Ханина, глины с абсолютной проницаемостью по газу, равной 10^{-2} мД, характеризуются давлением прорыва газа меньше 5 атм, с проницаемостью 10^{-4} мД — 55 атм, 10^{-5} мД — приблизительно 80 атм, при проницаемости ниже 10^{-6} мД — 120 атм и выше.

Для характеристики герметичности покрышки может быть использован градиент абсолютных избыточных давлений $\Gamma_{\text{изб}}$, представляющий собой отношение величины избыточного дав-

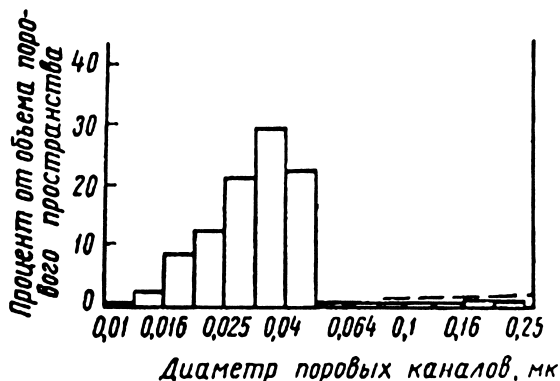


Рис. 6.20. Характеристика структуры порового пространства глинистой покрышки в месторождении Ачак (по А.А. Ханину)

ления (превышение над пластовым) к мощности покрышки для данной залежи. Максимальные значения $\Gamma_{изб}^a$ указывают на близость критического момента, при котором может произойти прорыв флюида, малые значения — на большой запас прочности, в частности на возможный бывший прорыв. Знание максимальных значений $\Gamma_{изб}^a$ для конкретной региональной покрышки известной мощности в нефтегазоносном бассейне позволяет оценивать возможные размеры залежи (высоту) для ожидаемого флюида.

Вопрос о минимальной мощности глинистой покрышки не имеет однозначного решения. Эта величина зависит от состава и структурно-текстурных особенностей глин, а также от глубин, на которых образуются скопления углеводородов, их гидродинамического режима и т.д. Обычно считается, что пятиметровый слой глины достаточен для того, чтобы удержать самостоятельную залежь. Можно считать установленным, что при однородном составе высота залежи находится в прямой зависимости от мощности глинистой покрышки, т.е. чем более мощная покрышка, тем полнее ловушка заполнена углеводородами, залежь является более крупной. Газовая залежь высотой 215 м в нижнемеловых песчаниках месторождения Газли в Узбекистане удерживается покрышкой мощностью 104 м. В Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне не установлена четкая статистическая зависимость между мощностью покрышки и высотой залежи, что объясняется различными причинами (различным составом глин, молодым возрастом залежей и др.). В Уренгойском месторождении почти 200-метровая газовая залежь перекрывается 600-метровой покрышкой.

Во всех случаях при различном составе и степени измененности глин повышенная мощность покрышки благоприятна для сохранения залежи, так как даже в толще достаточно сильно уплотненных глин обеспечивает большую вероятность существования слоев, не нарушенных сквозными трещинами.

Эффективность глинистой покрышки различна в отношении нефти и газа. Покрышка, способная удерживать нефть, может оказаться неэффективной в отношении газа. Сечение поровых каналов в глине, недоступных для нефтяных углеводородов, может быть достаточным для диффузии молекул метана, особенно если она происходит в течение длительного геологического времени. Именно поэтому залежи газа под глинами распространены больше всего в молодых мезокайнозойских отложениях, тогда как в древних палеозойских толщах под глинистыми покрышками содержится лишь незначительная доля общих запасов газа палеозоя (всего 12%).

На основе изучения свойств А.А. Ханин разделил глины по экранирующей способности на пять групп (табл. 6.6).

**Оценочная шкала экранирующей способности глинистых пород
(по А.А. Ханину)**

Группа	Максимальная величина диаметра пор, мкм	Проницаемость абсолютная по газу, мД	Давление прорыва через насыщенную керосином породу, атм	Экранирующая способность
A	0,01	10^{-6}	120	весьма высокая
B	0,05	10^{-5}	80	высокая
C	0,3	10^{-4}	56	средняя
D	2	10^{-3}	30	пониженная
E	10	10^{-2}	5	низкая

Приведенная таблица помогает оценивать экранирующие способности по объективным параметрам, характеризующим фильтрующие свойства пород.

В.И. Осиповым, В.Н. Соколовым и В.В. Еремеевым была предложена иная классификация глинистых покрышек в зависимости от условий их образования и структурно-текстурных особенностей. Лучшие покрышки формируются в отдаленных от суши участках шельфа и на прилегающей части континентального склона на глубинах 300–500 м в условиях спокойного гидродинамического режима. Они характеризуются однородным строением, преобладанием смектитов (монтмориллонита при условии его образования на континенте и сносе в бассейн осадконакопления), содержание алевритовых частиц и карбонатов низкое, примесь органического вещества в основном планктонного (сапропелевого) типа. В обменном комплексе отношение натрия к кальцию изменяется от 6 до 12. В процессе погружения этих глин до 5 км они сохраняют пластичность, способность к трещинообразованию слабая. Проницаемость покрышек, сложенных такими глинами, составляет 10^{-5} мД. Подобные глинистые отложения формируют лучшие покрышки I класса.

Другая группа — покрышки, сложенные отложениями, накопившимися также в условиях спокойного гидродинамического режима, в составе которых преобладают иллит-монтмориллонитовые компоненты с частицами размером 0,1–0,2 мкм. Содержание песчано-алевритового материала в этих отложениях не превышает 10–20%, карбонатов около 1%, органическое вещество преимущественно того же типа, что и в предыдущей группе. Проницаемость таких глин по газу составляет 10^{-5} мД. Глинистые породы такого генезиса образуют покрышки II класса с весьма высокими изолирующими свойствами.

Если отложения накапливаются на шельфе в основном на глубинах до 200 м в условиях относительно спокойного гидродинамического режима и образуют преимущественно однородные глинистые пласты, а в глинистой фракции преобладают смешанослойные (иллит-монтмориллонитовые) образования и иллит с размером чешуек не менее 3 мкм, экранирующие свойства характеризуются следующими показателями: проницаемость по газу 10^{-4} мД, содержание песчано-алевритового материала 20–30%, карбонатов 1–2%, органическое вещество смешанного состава. Соотношение обменных катионов натрия и кальция составляет 3:5. При усилении категенетических изменений проявляется микротрещиноватость. Эти породы представляют хорошую покрывку для нефти и несколько худшую для газа при отсутствии трещин.

Отложения, накапливающиеся на глубинах до 100 м в условиях слабого влияния возмущающих потоков, например в периферических частях аванделъта, отнесены авторами к покрывкам IV класса. Глинистая фракция представлена в основном иллитом и смешанослойными с размерами чешуек от 1 до 3 мкм. Глины могут быть обогащены алевритовыми прослоями, алевритовые зерна присутствуют и в глинах в виде примеси, содержание карбонатов составляет около 20%. Соотношение обменных катионов натрия и кальция 2:4. В процессе литогенеза развивается трещиноватость. Проницаемость образованных этими породами покрывок составляет по газу 10^{-3} мД. Породы, отнесенные к IV классу, диффузно проницаемы для газа и практически непроницаемы для нефти.

Покрывки, породы которых образуются в шельфовых условиях на глубинах 50–70 м в условиях относительно активной гидродинамики, наряду с глинами содержат прослои алевро-песчаного материала. Глины имеют полиминеральный состав с преобладанием в глинистой фракции ненабухающих минералов (иллит, каолинит, хлорит) с размером чешуек 0,5–3 мкм. Содержание песчано-алевритовой фракции достигает 40–50%, карбонатов — до 5%, в породах содержится преимущественно органика гумусового типа. В ходе литогенеза породы приобретают микротрещиноватость. Покрывки, сложенные такими породами, характеризуются проницаемостью по газу 10^{-2} мД. Они проницаемы для газа и слабо проницаемы для нефти. Их относят к V классу.

Среди отложений подвижного прибрежного мелководья на глубинах 30–50 м образуются толщи переслаивания, в которых глинистые прослои сильно опесчанены. Содержание алевро-песчаного материала в них достигает предельных значений, содержание карбонатов — до 5% и более, примесь органическо-

го вещества преимущественно гумусового типа незначительна. Глинистая фракция характеризуется полиминеральным составом (преобладают иллит, хлорит, каолинит), размеры чешуек до 3 мкм. Соотношение обменных катионов натрия и кальция не превышает 1 : 3. Проницаемость пород по газу 10^{-2} мД, характерна значительная литогенетическая микротрещиноватость. Породы такого облика практически не могут быть покрышками, авторы рассматриваемой классификации относят их к VI классу.

С учетом местных условий образования фациальный принцип может быть хорошей основой для классификации глинистых покрышек и прогнозирования их экранирующих свойств.

Крупные запасы углеводородов сосредоточены под соляными (эвапоритовыми) покрышками. Соли, гипсы и ангидриты являются, по-видимому, наилучшими покрышками, хотя сквозь их толщу проходит медленный, но постоянный поток углеводородов. Выделяются крупные пояса и ареалы соленакопления, некоторые из них охватывают несколько бассейнов. Кембрийские соли служат хорошей покрышкой для месторождений Восточной Сибири, таких крупных, как Ковыктинское газоконденсатное, Талаканское нефтяное и другие на Непско-Ботуобинской антеклизе. Широко известны как флюидоупоры нижнепермские соли кунгурского яруса в Прикаспии и в Волго-Уральской области, формация цехштейн позднепермского возраста на севере Центральной Европы — в Германии, Голландии и в Северном море. Эти покрышки обеспечивают существование очень крупных скоплений газа и нефти: месторождения Гронинген в Голландии, Вуктыльское и Оренбургское в Предуралье, Карачаганак и Астраханское в Прикаспии, нефтяные месторождения Тенгиз и Кашаган (последнее в Северном Каспии). Под триасовыми солями находится много месторождений в Алжире, в том числе крупнейшие нефтяное Хасси Мессауд и газовое Хасси Р'Мейл. Под солями юрского возраста находятся месторождения в Предкавказье, Средней Азии, очень крупные — в Мексиканском заливе в бассейне Кампус. Вдоль атлантических побережий Южной Америки и Африки расположен ряд бассейнов, в которых нефтеносные толщи связаны с солями аптского возраста. Крупный Средиземноморский пояс галогенеза связан с миоценовыми солями в основном позднемиоценового возраста (мессинский ярус). В этом поясе неогеновые соли служат покрышками в месторождениях Румынии, Предкарпатья и в других местах. Многие здесь не упомянуты, однако очевидно, что соленосные покрышки играют очень большую роль.

Их образование и распространение связаны с особыми условиями развития той или иной области, часто они отражают за-

вершение определенного тектонического цикла, например конец ранней перми на обширных пространствах Восточно-Европейской платформы, когда после замыкания солеродных бассейнов возникали континентальные условия. Сульфаты и каменная соль уплотняются уже при погружении на первые сотни метров и служат хорошими флюидоупорами вплоть до растворения на больших глубинах. Вследствие пластичности эвапориты участвуют в образовании более сложных структур, чем глины, и образуют разные варианты экранирования. Пластичные свойства каменной соли более высокие, чем у ангидритов и гипсов, но она быстрее растворяется. Несмотря на высокие экранирующие свойства, через соли могут также перемещаться флюиды, прежде всего по трещинам и вдоль разломов. При растворении в солях образуются каверны, и в них могут скапливаться нефть и газ, в результате чего образуются залежи. Кроме того, постоянный поток в солях идет в виде пузырьков, заполненных рассолами, в которых видны капельки нефти. При погружении давление в газе, находящемся в пузырьках, возрастает, под влиянием этого образуются микротрещины, по которым флюиды могут перемещаться. Таким образом может происходить перемещение углеводородов через соли. Тем не менее качество этих покрышек очень высокое. Практически всегда, если в осадочном бассейне есть соли, в нем присутствуют скопления углеводородов.

Покрышки, относящиеся к разряду *плотностных*, обычно образуются толщами однородных монолитных, лишенных трещин, тонкокристаллических известняков, реже доломитов, мергелей и аргиллитов. Карбонатные покрышки характерны для нефтяных залежей платформенных областей в условиях пологого залегания пород. Карбонатные покрышки часто ассоциируются с карбонатными коллекторами, границы между ними имеют сложную поверхность. Карбонатные покрышки быстрее приобретают изолирующую способность (в связи с быстрой литификацией карбонатного осадка). Для них большое значение имеет мощность, увеличивающая в целом крепость пород. Плотностные покрышки теряют герметичность на больших глубинах из-за разрушения в зонах больших напряжений и в разрывных зонах.

Своеобразные криогенные флюидоупоры связаны с многолетнемерзлыми породами. Они развиты в приполярных северных и южных широтах в Гренландии, на севере Сибири, США и Канады и в Антарктиде. Как было упомянуто выше, они одновременно могут являться и коллекторами. Мощность промерзших пород может достигать 700–800 м. В периоды потепления климата толщина этих флюидоупоров постепенно уменьшается до полного исчезновения. Внутреннее строение многолетнемерзлых

пород неоднородно, влажность и льдистость распределяются неравномерно. Наряду со льдом присутствует и незамерзшая вода, даже при отрицательных температурах, поскольку минерализация ее может быть повышенной. Криогенные покрывки могут содержать газовые включения (метан, этан, пропан, изобутан, двуокись углерода), в том числе в форме клатратных соединений с водой — газогидратов. Как только при данных термобарических условиях (главным образом при повышении давления и низких температурах) концентрация конкретного газа становится достаточной, образуются газогидраты. Наиболее широко распространены газогидраты метана. Толщи, содержащие газогидраты, развиты на обширных площадях и под дном морей и океанов в различных климатических зонах, газогидраты представляют собой крупные ресурсы газа.

Криогенные флюидоупоры обладают высокими изолирующими свойствами, с ними связан ряд газовых месторождений на севере Западной Сибири. Но их свойства могут изменяться при изменении температуры и давления. После снижения давления часть гидратов разлагается на газ и воду. В верхней части разреза Бованенковского газоконденсатного месторождения на Ямале располагается зона метастабильности газогидратов мощностью до 250 м. В этой зоне часто фиксируются газопроявления, которые существенно осложняют буровые работы и эксплуатацию газодобывающих скважин. В Мессояхском газовом месторождении на северо-востоке Западной Сибири в неглубоко залегающих залежах при низких пластовых температурах происходит обильное гидратообразование. Являясь частью залежи, они в то же время могут рассматриваться и как экраны для газонасыщенных частей пласта.

Существующие попытки общей классификации покрывок сводятся к разделению их по вещественному составу (глинистые, хемогенные и др.) и по широте распространения (региональные, общеконтинентальные, зональные, локальные). Наиболее крупные залежи нефти и газа обычно располагаются ниже региональных покрывок, которые служат надежным барьером, преграждающим путь флюидам. Именно покрывки часто определяют масштабность скоплений и устойчивость существования залежей. Наиболее известными и эффективными покрывками в нефтегазоносных районах России являются соленосные отложения кунгурского возраста в Прикаспийской впадине и смежных районах, глины баженовской и кузнецовской свит в Западной Сибири и нижнекембрийские эвапориты в Восточной Сибири.

— ГЛАВА 7 —

УСЛОВИЯ АККУМУЛЯЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

7.1. ЗАЛЕЖИ НЕФТИ И ГАЗА

Если на пути движущегося по природному резервуару флюида возникнет экран или барьер, то начнет формироваться скопление УВ — залежь, которая занимает определенную часть геологического пространства и является первым (низшим) членом системы нефтегеологического районирования. Залежь представляет единичное (элементарное) скопление нефти и(или) газа. В залежи существует непрерывная связь всех ее частей.

Первое условие образования залежи — наличие в недрах ловушки, которая является частью природного резервуара и представляет собой замкнутое, а чаще полузамкнутое пространство, ограниченное сверху и по сторонам плохо проницаемыми породами. Экранирование также может создаваться противонапором воды и другими причинами.

Понятие «ловушка» используется большинством отечественных и зарубежных ученых (А.А. и Э.А. Бакировы, И.О. Брод, Н.А. Еременко, М.К. Калинин, А.И. Леворсен, В.Г. Вильсон, К.К. Лэйндс и др.).

И.О. Брод под ловушкой понимал ту часть природного резервуара, в которой создаются условия формирования нефтегазового скопления, в ней устанавливается относительное равновесие подвижных веществ. В.В. Семенович определял ловушку как часть природного резервуара, в которой устанавливается равновесие между силами, вызывающими перемещение флюидов (воды, нефти и свободного газа) в породах, и силами, противодействующими их дальнейшему перемещению. В.Б. Оленин полагал, что ловушки без наличия в них нефти или газа нельзя уверенно называть ловушками, что только присутствие в них их скоплений определяет залежь как таковую. Участки недр, предположительно обладающие указанными свойствами ловушки, но в которых залежи нефти и(или) газа еще не обнаружены, являются возможными нефтегазоносными ловушками.

Каждая ловушка характеризуется ее эффективным объемом — суммарным объемом пустот пород-коллекторов, который может быть заполнен нефтью или газом. Величина ловушек определяется высотой, площадью, изменяющейся от нескольких до мно-

гих квадратных километров, и объемом, достигающим нескольких кубических километров. Если залежь содержит достаточное количество углеводородов для экономически целесообразного их извлечения, она называется промышленной. В залежах, где углеводородные массы гидродинамически связаны, разделение флюидов происходит по гравитационному признаку, и если присутствуют нефть и газ, то залежь разделяется на газовую и нефтяную части. Залежи в большинстве случаев подстилаются подошвенной водой. Соответственно выделяются и границы разделов: водонефтяной контакт (ВНК), газонефтяной контакт (ГНК), в газовой залежи газоводяной контакт (ГВК). Пример изображения залежи в плане показан на рис. 7.1. Контакт не представляет собой ровную поверхность из-за разной величины подъема подошвенной воды в капиллярных каналах пористой среды вследствие их разных размеров. Часто существует какая-то переходная

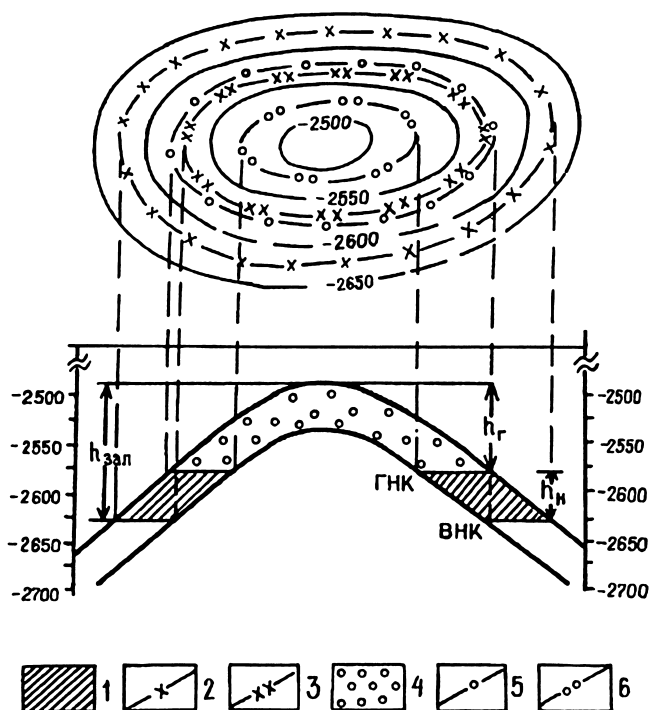


Рис. 7.1. Изображение газонефтяной залежи на карте и геологическом разрезе: 1 — нефтяная часть залежи; 2 — внешний контур нефтеносности; 3 — внутренний контур нефтеносности; 4 — газовая часть залежи; 5 — внешний контур газоносности; 6 — внутренний контур газоносности

зона по вертикали, в которой одни каналы заполнены нефтью, а другие — водой.

Необходимым условием образования залежи в ловушке является наличие замкнутого контура в горизонтальной или близкой к горизонтальной плоскости. Замкнутый контур рассматривается как линия, ограничивающая в плане максимальную возможную площадь залежи. Этот контур представляет собой границу, ниже которой углеводороды не могут удерживаться (например, обратный изгиб пласта — «замок»). Контур этот проходит по кровле резервуара или поверхности какого-то иного ограничения (разрыва или размыва). Замкнутый контур ограничивает максимальную возможную площадь (и объем) залежи в ловушке. Залежь нефти и(или) газа внутри контура может занимать всю ловушку или часть ее (рис. 7.1). Пример изображения более сложных залежей, разбитых на блоки, показан на рис. 7.2. Замкнутые контуры образуются также при пересечении плоской экранирующей поверхностью моноклинали с каким-нибудь структурным осложнением (структурным носом) или если на пути моноклинали залегающего пластового резервуара возникает экран с изогнутой поверхностью.

Залежи нефти и газа типизируются и классифицируются по разным признакам. Так, по составу флюидов залежи делятся на *чисто нефтяные, нефтяные с газовой шапкой, нефтегазовые, газовые с нефтяной оторочкой, газоконденсатные, газоконденсатно-нефтяные, чисто газовые* и др.

В зависимости от объема нефти и газа, характера насыщения пласта-коллектора, географического положения, глубины необходимого для добычи флюидов бурения и других показателей, по которым оценивается рентабельность разработки, залежи подразделяются на *промышленные и непромышленные*.

Наиболее распространенными являются классификации по типу ловушек, многообразию генетических и морфологических типов которых предопределило обилие типов и классов залежей нефти и газа.

Одна из первых подробных характеристик ловушек в России была опубликована И.М. Губкиным. Классификации ловушек или залежей нефти и газа, заключенных в ловушках различного типа, составлены многими отечественными и зарубежными исследователями (М.В. Абрамович, А.Г. Алексин, А.А. Бакиров, И.О. Брод, Н.Б. Вассоевич, И.В. Высоцкий, Г.А. Габриэлянц, М.А. Жданов, Н.А. Еременко, В.М. Завьялов, А.Я. Кремс, М.Ф. Мирчинк, В.Я. Ратнер, А.М. Серегин, Г.А. Хельквист, Н.Ю. Успенская, В.Е. Хаин, М.М. Чарыгин, Ю.М. Васильев,

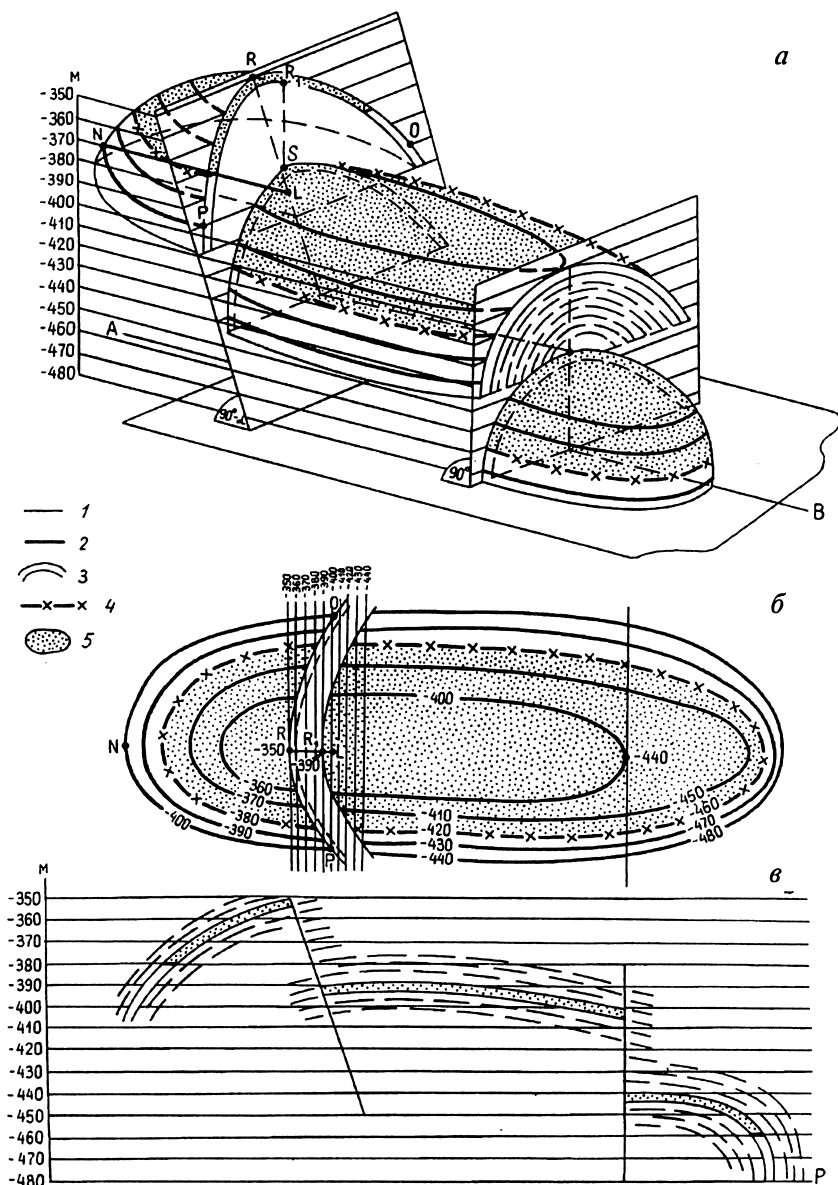


Рис. 7.2. Пластовая сводная залежь, разбитая на блоки: *а* — общий вид, *б* — план, *в* — профиль; 1 — стратозиогипсы экранирующей плоскости, 2 — стратозиогипсы кровли пласта, 3 — линии пересечения кровли и подошвы пласта с экранирующей плоскостью, 4 — водонефтяной контакт, 5 — залежь

Л.В. Каламкарров, В.Б. Вильсон, А.И. Леворсен, В.Л. Рассел, К.В. Сандерс, В.Б. Херой, К. Хилд и др.).

Наиболее широкое распространение получила классификация ловушек И.О. Брода, в которой в качестве главного признака используется тип природного резервуара. В соответствии с тремя типами природных резервуаров в ней выделяются три основные группы залежей: 1) *пластовые*, 2) *массивные* и 3) *залежи, литологически ограниченные со всех сторон*.

И.О. Брод подчеркивал, что именно по типу природного резервуара, определяющего условия перемещения и дифференциации флюидов, должны выделяться основные группы залежей. Отличительная черта первых двух групп состоит в том, что они образуются в природных резервуарах, имеющих региональное распространение и насыщенных водой на всем их протяжении. Вода заполняет подавляющую часть резервуара и ограничивает залежь нефти и(или) газа, занимающих незначительную часть природного резервуара — ловушку, т.е. вода в этом случае является ведущим фактором, формирующим залежь. В третьей группе залежей — литологически ограниченных — резервуар со всех сторон ограничен непроницаемыми породами, в которых не происходит циркуляции вод и вода может только подстилать залежь в резервуаре, но при этом не создает напор.

1. Группа *пластовых* залежей согласно условиям формирования ловушки подразделяется на две подгруппы: *сводовых (пластово-сводовых)* залежей и залежей *экранирования (пластово-экранированных)* (рис. 7.3, а—д, л, м).

Пластово-сводовые залежи приурочены к ловушкам, представляющим собой антиклинальный изгиб пласта-резервуара. Формирование таких залежей происходит в результате движения флюидов по пластовому резервуару, ограниченному непроницаемыми породами в кровле и подошве пласта. Такие залежи распространены очень широко как в платформенных, так и в складчатых областях. Они часто бывают разбиты разрывами на блоки (см. рис. 7.2).

Вторая подгруппа — *пластово-экранированные* залежи, формирование которых может происходить только после того, как пластовый резервуар был срезан экраном, препятствующим движению флюидов вверх по восстанию пласта. Экраны могут представлять собой поверхности тектонических нарушений, стратиграфических несогласий и литологических замещений. В зависимости от характера экрана выделяются залежи трех видов экранирования: тектонически экранированные, стратиграфически экранированные и литологически экранированные (см. рис. 7.3, б, в, г, д).

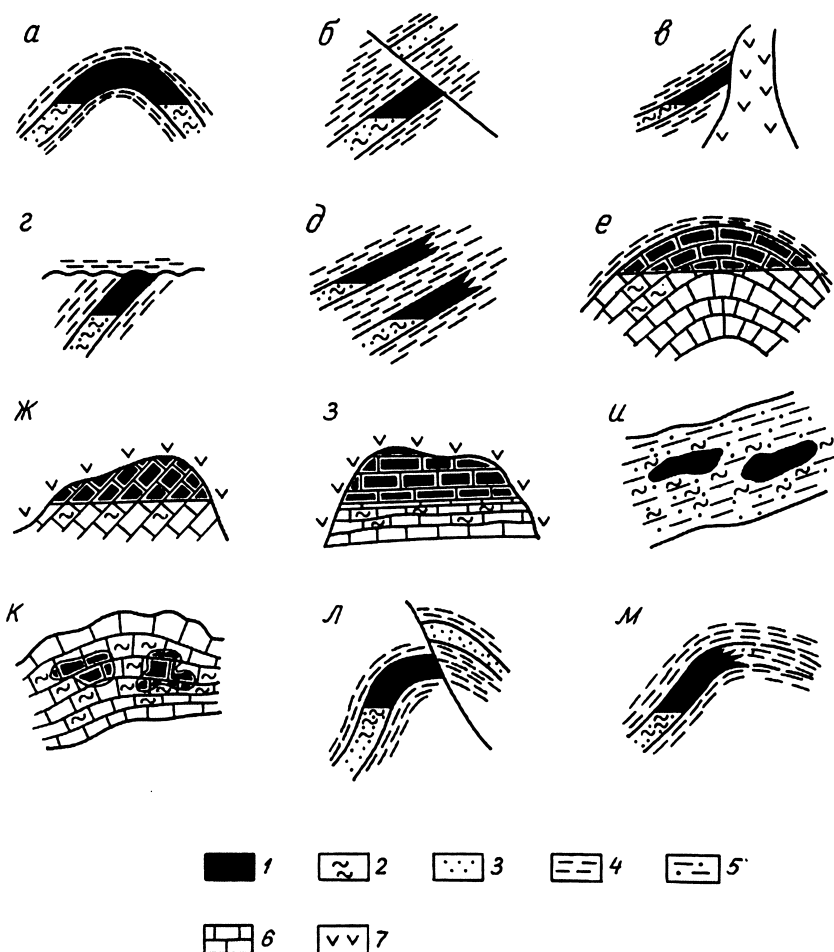


Рис. 7.3. Типы ловушек и залежей нефти и газа (по И.О. Броду, А.И. Леворсену и др.). Пластовые: *а* — сводовая; *б*, *в* — тектонически экранированные; *г* — стратиграфически экранированная; *д* — литологически экранированная; массивные: *е* — в сводовом выступе; *ж* — в эрозионном выступе; *з* — в рифтогенном выступе; ограниченные со всех сторон: *и* — в песчаных линзах среди плохо проницаемых пород; *к* — в зонах повышенной проницаемости в известняках и доломитах; комбинированные: *л* — пластово-сводовая тектонически экранированная; *м* — пластово-сводовая литологически экранированная; 1 — нефть и(или) газ; 2 — вода; 3 — песчаные породы; 4 — глины; 5 — песчаные глины; 6 — известняки и доломиты; 7 — соли, гипсы, ангидриты

Тектонически экранированные (дизъюнктивно экранированные) залежи формируются в том случае, если в результате дизъюнктивных дислокаций моноклинально залегающий пластовый резервуар приходит в соприкосновение с непроницаемыми породами (см. рис. 7.3, б). По генетической природе экраны могут быть сбросами, взбросами, надвигами и сдвигами. Разрывы являются также и путями миграции флюидов, один и тот же разрыв в разное время может выполнять разные функции — быть проводящим каналом в эпоху растяжения и быть экраном при сжатии. Тектонически экранированные залежи присутствуют как в платформенных, так и в складчатых областях, но в последних они распространены значительно шире. Тектонические нарушения часто разбивают пластово-сводовые залежи. Некоторые исследователи называют подобные комбинированные залежи пластово-сводовыми тектонически экранированными (см. рис. 7.3, л). Примеры месторождений таких залежей приведены на рис. 7.4, в, г. Сложно построенные тектонически экранированные залежи характерны для краевых прогибов. На рис. 7.5 приведен схематический разрез Бориславского месторождения нефти и газа Предкарпатского прогиба. Тектоническими экранами являются поверхности пологих надвигов, характерных для складчатых бортов краевых прогибов. Экранирование соляным штоком рассмотрено И.О. Бродом как частный случай тектонического экранирования, характерный для соляно-купольных районов платформенных областей (см. рис. 7.3, в); экранирование жерлом грязевого вулкана (рис. 7.6) также является разновидностью тектонического экранирования, распространенной в складчатых областях с грязевулканической деятельностью. В.Б. Оленин выделяет два последних случая в качестве самостоятельных видов в группе ловушек экранирования.

Стратиграфически экранированные залежи приурочены к ловушкам, формирование которых связано с несогласным перекрытием одной серии пластов плохо проницаемыми породами более молодой серии, т.е. породы пластового резервуара по поверхности несогласия контактируют с непроницаемой крышкой (см. рис. 7.3, г). Обычно залежи формируются в ловушках стратиграфического экранирования в случае углового несогласия между контактирующими толщами. В подобных ловушках при приближении к поверхности несогласия, как правило, наблюдается улучшение коллекторских свойств природного резервуара, обусловленное влиянием эрозии в период отсутствия осадконакопления. Иногда в таких ловушках наблюдается обратная зависимость — ухудшение коллекторских свойств при приближении к поверхности несогласия в результате заполнения пустот верх-

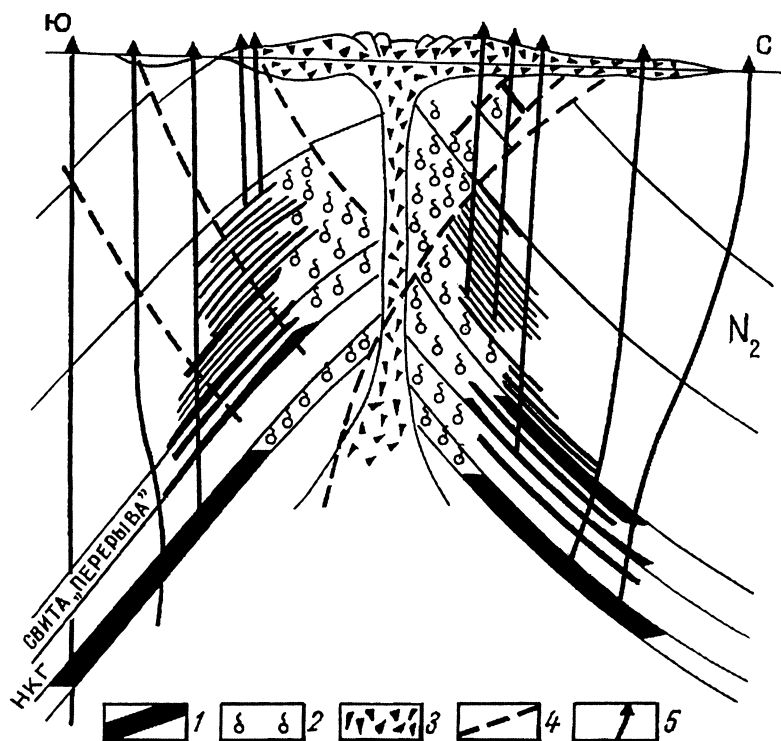


Рис. 7.6. Разрез месторождения Локбатан, осложненного открытым грязевым вулканом (по Б.К. Баба-Заде): 1 — нефть; 2 — газ; 3 — грязевулканическая брекчия; 4 — тектонические нарушения; 5 — скважины

ней части ловушки минеральным веществом, выпавшим из циркулировавших здесь вод. Залежи нефти и газа, экранированные или запечатанные асфальтом, по мнению И.О. Брода, также относятся к этому виду залежей, поскольку они сохранились благодаря асфальтовой пробке, образовавшейся вследствие окисления нефти в период подъема и эрозии. По времени же формирования они различны. Обычные стратиграфически экранированные ловушки и залежи формируются после перекрытия пласта коллектора несогласно залегающей непроницаемой толщей, в то время как запечатывание асфальтом происходит в период эрозии, т.е. залежь к моменту формирования несогласия, видимо, уже существовала. Залежи, связанные с запечатыванием асфальтом, В.Б. Оленин также выделил в самостоятельный вид в группе ловушек экранирования.

Литологически экранированные залежи приурочены к ловушкам, экраном которых служат литологические замещения и вы-

клинивания пластов коллекторов. Формирование таких ловушек обусловлено литологическим ограничением коллекторского пласта природного резервуара в результате его выклинивания или фациального замещения разновозрастными плохо проницаемыми отложениями. Экранирование такого типа происходит по восстанию пластов и связано с замещением песчаных пластов глинистыми (см. рис. 7.3, д). Закономерной чертой ловушек, возникших за счет замещения коллекторов природного резервуара плохо проницаемыми отложениями, является постепенное ухудшение пористости и проницаемости коллекторской части по мере непосредственного приближения к поверхности выклинивания.

Ловушки этого вида возникают в прибрежно-морских толщах в условиях частой смены уровня моря. Классическим примером подобных залежей являются литологически экранированные залежи нефти в майкопской толще Предкавказья (месторождения Восковая гора, Асфальтовая гора др.).

2. Группа *массивных* залежей связана с массивными природными резервуарами, ограниченными непроницаемой покрывкой только сверху. Движение флюидов в них происходит преимущественно в вертикальном направлении. Отличительная черта массивных залежей — гидродинамическая связь всех частей залежи, несмотря на различие емкостно-фильтрационных свойств и присутствие разделов и соответственно единство зеркала водонефтяного или газоводяного контакта в пределах всего выступа (хотя этот признак не является определяющим) (см. рис. 7.3, е, ж, з).

По генезису ловушек массивные залежи делятся на три подгруппы: в структурных, эрозионных и биогенных выступах.

Залежи в *структурных выступах* связаны с ловушками тектонического происхождения. Структурные выступы представляют собой антиклинальные складки (см. рис. 7.3, е) или структурные выступы горстового характера (рис. 7.7). Массивные залежи, свя-

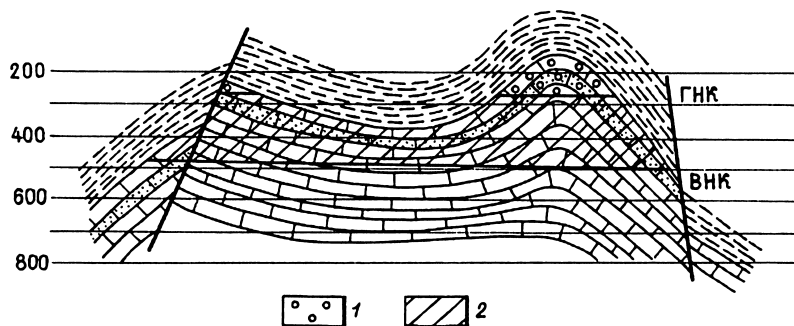


Рис. 7.7. Схематический разрез горстовой массивной залежи: 1 — газ, 2 — нефть

занные с антиклинальными складками, широко распространены, особенно в платформенных областях. Массивные резервуары бывают литологически относительно однородные и неоднородные. Первые чаще связаны с карбонатными резервуарами (например, известняки турнейского яруса нижнего карбона Татарии, верхнего карбона и нижней перми Башкирии, верхняя юра Северного Кавказа, карбонатная формация Асмари бассейна Персидского залива).

Неоднородные массивные резервуары распространены значительно шире, они сложены толщами песчано-глинистых пород с невыдержанными фильтрационно-емкостными свойствами. При наличии окон в глинистых прослоях и их невыдержанности по простиранию часто возникают условия для сообщаемости и гидродинамической связи песчаных пластов, т.е. единый массивный резервуар состоит как бы из серии пластовых, но сообщающихся между собой. К резервуарам такого рода приурочены крупнейшие газовые залежи в сеномане севера Западной Сибири (Уренгойское, Медвежье, Заполярное, Ямбургское месторождения), а также главная залежь в неокоме крупнейшего месторождения нефти в России — Самотлор. Следует отметить, что эти залежи некоторые исследователи относят к категории пластовых, поскольку серия песчаных пластов сеномана ограничена снизу непроницаемой глинистой пачкой, т.е. по типу резервуара эти залежи пластовые или сложнопластовые, а по положению зеркала газоводяного контакта массивные.

Массивные залежи в *эрозионных выступах* приурочены к выступам палеорельефа, перекрытого в верхней части непроницаемыми породами (см. рис. 7.3, *ж*). Независимо от литологического и петрографического состава пород (изверженные, метаморфические или осадочные породы), слагающих выступ, емкостно-фильтрационные свойства резервуара определяются прежде всего интенсивностью и длительностью денудационно-эрозионных процессов. Коллекторские свойства таких резервуаров часто ухудшаются с глубиной. Подобные залежи широко распространены на юге Западной Сибири, где они приурочены к выступам, сложенным гранитами, палеозойскими карбонатными и терригенными породами. Обычно это мелкие залежи, хотя известны и крупные (Ла-Пас в Венесуэле, Белый Тигр на шельфе Вьетнама).

Массивные залежи в *биогенных выступах* или рифовых массивах распространены достаточно широко. Массивный резервуар этого типа сложен главным образом известняками, в меньшей степени доломитами (см. рис. 7.3, *з*). Структура известняков и всего массива определяется, с одной стороны, рифообразую-

шими организмами — кораллами, мшанками, водорослями, а с другой — характером его разрушения, накоплением детритового материала, выщелачиванием, цементацией, перекристаллизацией и др. Интенсивность и взаимосвязь этих процессов обуславливают и емкостно-фильтрационные свойства, которые отличаются большей изменчивостью и невыдержанностью. С рифогенной формацией пермского возраста связан ряд залежей на востоке Русской плиты (Ишимбай, Чусовые Городки).

3. Группа *литологически ограниченных* (со всех сторон) *залежей* приурочена к ловушкам неправильной формы, ограниченных со всех сторон непроницаемыми породами. Наиболее распространенными среди них являются залежи в линзовидных песчаных телах различной протяженности, находящихся в глинистых нефтематеринских породах; встречаются также линзы проницаемых пород другого состава, например доломитов в глинистых известняках и др. (см. рис. 7.3, и, к). Залежи этой группы обычно мелкие, толщина продуктивных горизонтов редко превышает первые десятки метров.

И.О. Брод выделил в этой группе три подгруппы: залежи, *ограниченные плохо проницаемыми породами*, *ограниченные водоносными породами*, и залежи, *ограниченные частично плохо проницаемыми и частично водоносными породами*. Первая подгруппа наиболее многочисленна, такие ловушки и залежи, с ними связанные, представляют собой баровые тела, косы, прибрежные валы, палеоруслы, например «шнурковые» залежи в майкопской толще Северного Кавказа. Две другие подгруппы залежей встречаются крайне редко.

Классификация И.О. Брода хотя и вызвала критику, но получила широкое распространение, выделенные им группы и типы залежей используются до сих пор. Так, А.Я. Кремс считал, что И.О. Брод дал неправильную принципиальную схему *сводовой пластовой* залежи, взяв пласт-коллектор малой мощности. Если нарисовать принципиальную схему такой пластовой сводовой залежи с пластом-коллектором большой мощности, то получится *массивная сводовая пластовая* залежь (рис. 7.8). Несмотря на то что эта дискуссия происходила более 40 лет назад, этот вопрос не потерял своей актуальности. Действительно, залежь (см. рис. 7.8) относится к пластовым, так как приурочена к сводовой

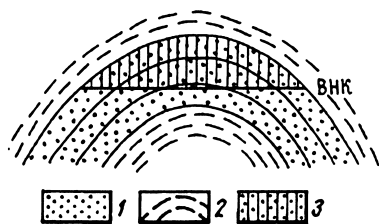


Рис. 7.8. Схематический разрез неполнопластовой залежи: 1 — песчаный коллектор, 2 — флюидоупор, 3 — нефть

ловушке пластового резервуара, в то же время по характеру водонефтяного контакта эта залежь массивная. Для названия подобных залежей используется термин *неполнопластовая* залежь, или *массивная пластовая* залежь, но последний термин явно неудачен. В нем первое определение исключает второе в первоначальных значениях этих терминов. Необходимо отметить, что термин «массивная» использовался И.О. Бродом для залежей, приуроченных к ловушкам в массивных резервуарах, т.е. приуроченных к массивам, сложенным главным образом карбонатными и(или) изверженными и метаморфическими породами. Главными признаками этих залежей являются их ограничение покрывкой только сверху и единое непрерывное зеркало ВНК. В то время еще не были известны гигантские газовые залежи в терригенных толщах мела в Западной Сибири. Поскольку залежи с непрерывными зеркалами водонефтяного (ВНК) или газоводяного контактов (ГВК) часто наблюдаются и в пластовых резервуарах значительной мощности, например в терригенных пластах мела Западной Сибири, то такие залежи можно отнести к неполнопластовым. Если еще учитывать изменение положения ВНК во времени, то критерий непрерывности зеркала ВНК и ГВК нельзя считать вполне определяющим.

Приведенное выше выделение подгрупп проведено по разным признакам: по форме ловушек (например, сводовые), их генезису (в биогенных выступах) и по характеру ограничения (ограниченные плохо проницаемыми породами и др.). К сожалению, ни в одной из известных классификаций залежей этого полностью избежать не удалось, на каком-то уровне происходит смешивание признаков деления по форме или генезису.

Классификация ловушек В.Б. Оленина (1977) имеет много общего с классификацией, составленной И.О. Бродом (1951), но отличается принципом деления на едином уровне и составом классификационных категорий. И.О. Брод использовал в качестве главного признака тип природного резервуара, В.Б. Оленин — *форму ловушки*. Согласно этому признаку, ловушки с нефтью и(или) газом по форме подразделяются на четыре крупные группы: I — изгибы, II — выступы, III — ловушки экранирования, IV — линзы и линзовидные ловушки. Каждая из четырех групп подразделяется по генезису ловушки; всего выделяется 15 видов. Эта классификация более детальная, она существенно дополняет классификацию И.О. Брода, что естественно, так как была создана на 25 лет позже, но и она не лишена недостатков. Во-первых, в ней не нашли места *массивные* залежи в антиклинальных ловушках, широко распространенные в природе и заключающие значительную часть запасов нефти и газа. Во-вторых, подразде-

ление видов по генезису ловушки соблюдено не во всех группах. Например, группа III — ловушек экранирования — включает шесть видов: 1) ловушки экранирования по разрыву; 2) ловушки экранирования по поверхности несогласия; 3) выклинивающиеся ловушки; 4) ловушки экранирования ядром *диапира*; 5) ловушки экранирования *жерлом грязевого вулкана*; 6) ловушки *запечатывания асфальтом*. Все они представляют собой варианты литологического экранирования, только в некоторых случаях литологический экран представлен секущим телом иного литологического состава. По сути же ловушки, экранированные ядром диапира и жерлом грязевого вулкана, по генезису не отличаются.

По мнению большинства исследователей, классификация залежей нефти и газа должна отражать главные особенности формирования ловушек, с которыми они генетически связаны, причем выделение типов, классов и(или) групп внутри типов должно быть проведено по единому принципу. Крупные подразделения, типы или классы выделяются по генетическому признаку, а в пределах генетических типов или классов — по морфологическому. Такие классификации предложены Н.Ю. Успенской, А.Я. Кремсом, А.А. Бакировым и др.

Предлагаемая ниже классификация (табл. 7.1) построена по тому же принципу, только в ней сделана попытка учесть большое число признаков: в основу выделения типов положен генетический принцип, подтипов — форма ловушек, классов — характер ограничения ловушки и подклассов — форма природного резервуара.

По генетическому признаку ловушки, содержащие нефть и газ, подразделяются на два основных типа: I — *тектонический*, II — *седиментационно-стратиграфический*. Для I типа залежей характерно преобладающее влияние тектонического фактора, и скопления нефти и газа обусловлены тектонической (структурной) формой ловушки; для II типа главным фактором является нетектонический — литологический, стратиграфический и др. Залежи нефти и газа этого типа приурочены к ловушкам, сформированным при преобладающей роли седиментационных, постседиментационных, эрозионных и других нетектонических процессов. При выделении типов подчеркивается преобладающее влияние того или иного фактора, поскольку и тектонический и литологический, обусловленный седиментационными и постседиментационными процессами, в разной мере воздействуют на формирование всех известных в природе ловушек и залежей.

I, тектонический тип по характеру морфологических структур делится на четыре подтипа: антиклинальный, синклинальный, моноклинальный и блоковый.

Первый — *антиклинальный подтип* — распространен наиболее широко. Ловушки этого подтипа выражены выпуклым изгибом природных резервуаров. Залежи в них И.О. Брод назвал сводовыми, по форме антиклинали. По характеру ограничения ловушки, соответственно и залежи, выделяются четыре класса: 1 — *сводовые ненарушенные*, в которых формирование ловушки и условия для улавливания флюидов обусловлены только антиклинальным изгибом слоев; такие залежи распространены очень широко в платформенных и складчатых областях, они связаны как с пластовыми, так и с массивными резервуарами; 2 — *сводовые, нарушенные разрывами*, ограничение ловушки и(или) ловушек обеспечивается как антиклинальными изгибами, так и дизъюнктивными нарушениями, обеспечивающими частичное экранирование; частным случаем нарушения и экранирования является протыкание складки ядром диапира (соляного или глиняного). Залежи этого класса связаны прежде всего с пластовыми резервуарами, они встречаются и в массивных резервуарах, но значительно реже; 3, 4 — *сводовые, осложненные литологическим выклиниванием и поверхностью стратиграфического несогласия*, обычно пластовые, возможно также формирование залежей этих двух классов и в массивных резервуарах. Залежи класса 3 характерны для терригенных дельтовых и прибрежно-морских комплексов, накапливающихся в условиях частой смены уровня моря, класса 4 — для погребенных поднятий.

Все четыре класса залежей, связанных с антиклинальными складками, по времени образования могут быть как конседиментационными, так и постседиментационными. По генезису антиклинали сводовые ловушки могут представлять собой складки регионального сдавливания или бокового сжатия, имеющие, как правило, крутые углы наклона крыльев, подвернутые крылья, им свойственна линейность, подобные ловушки распространены в складчатых областях; складки, образованные над разрывом; отраженные изгибы. Последние гораздо положе изгибов бокового сжатия, они характерны прежде всего для платформенных областей; такие антиклинали возникают в осадочном чехле при перекрытии погребенных выступов — структур облекания, а также при вертикальных движениях блоков фундамента. С подобными антиклинальными ловушками связаны крупнейшие залежи нефти и газа.

В качестве самостоятельного второго подтипа (класс 5) в тектоническом типе ловушек и залежей выделяются, хотя и крайне немногочисленные, *синклинальные складки*. Такие залежи формируются только в пластовых резервуарах под действием гравитационного фактора при отсутствии в них воды. Нефть, будучи более

тяжелой, чем газы, заполняющие поры породы в пластовом резервуаре, скатывается вниз. В ловушках-синклиналях встречена только нефть, образование залежей газа в синклиналях исключено. Ловушки, выраженные синклинальными изгибами, могут представлять собой только отраженные складки. Над разрывами и ядрами диапиров синклинальные изгибы не образуются, а в синклинальных изгибах бокового сжатия, свойственных складчатым областям с активным гидрогеологическим режимом, возможность формирования залежей практически отсутствует. Залежи, приуроченные к синклинальным ловушкам, известны в Предаппалачском бассейне в Северной Америке — Биг-Крик, Кэбин-Крик, Грифтисвил и Копли.

Третий подтип тектонического типа — *моноклиальный* — объединяет залежи в ловушках, образованных в результате экранирования моноклинали. И.О. Брод выделил их в качестве подгруппы экранированных в группе пластовых залежей, подразделив на тектонически экранированные, стратиграфически экранированные, литологически экранированные. В рассматриваемой классификации выделенные И.О. Бродом подразделения принимаются в виде классов, соответствующих ограничению ловушки: класс 6 — *дизъюнктивно экранированный*, 7 — *стратиграфически экранированный*, 8 — *литологически экранированный*. Залежи указанных классов приурочены к пластовым резервуарам, но могут формироваться и в массивных (табл. 7.1). Условия формирования ловушек этих классов даны при описании классификации И.О. Брода. В природе существует много различных примеров экранирования — соляным штоком, глиняным диапиром, жерлом грязевого вулкана, асфальтовой пробкой, магматическим телом; все указанные виды экранирования попадают в выделенные классы. Так, запечатывание асфальтом может быть частным случаем стратиграфического и(или) литологического экранирования. Исключение составляет экранирование напорной водой, этот вид ограничения ловушки выделен в качестве самостоятельного класса 9 — *гидродинамически экранированных* ловушек и залежей, с ними связанных (см. табл. 7.1). Залежи этого класса немногочисленны, установлены только в пластовых резервуарах и изучены недостаточно. Экраном для флюидов является напор вод, противостоящий всплыванию нефти и(или) газа вверх по восстановлению пласта. Возникновению ловушек и залежей такого типа способствует резкое изменение мощностей пласта-коллектора. Примером подобного экранирования является газовая залежь Восточно-Луговского месторождения на Южном Сахалине. По мнению некоторых исследователей, формирование гигантского

Таблица 7.1

Классификация залежей по характеру ловушки

Тип	Подтип	Класс	Подкласс		
			Пластовые	Массивные	Ограниченные со всех сторон
Тектонический	антиклинальный	1. Сводовые ненарушенные			
		2. Сводовые, нарушенные разрывами			
		3. Сводовые с литологическими ограничениями			
		4. Сводовые со стратиграфическим ограничением			
	синклинальный	5. Синклинальный изгиб			
	моноклинальный	6. Дизъюнктивно экранированный			
		7. Стратиграфически экранированный			
		8. Литологически экранированный			
		9. Гидродинамически экранированный			
	блоковый	10. Тектоническое и литологическое ограничение			
Седиментационно-стратиграфический	выступы	11. Литологическое ограничение биогенного выступа			
		12. Стратиграфическое ограничение эрозионного выступа			
	линзы	13. Литологическое ограничение			
		14. Структурно-текстурное ограничение			
		15. Ограничение водой (гидравлические)			

Даулетабад-Донмезского газового месторождения в Восточной Туркмении также обусловлено гидродинамическим барьером.

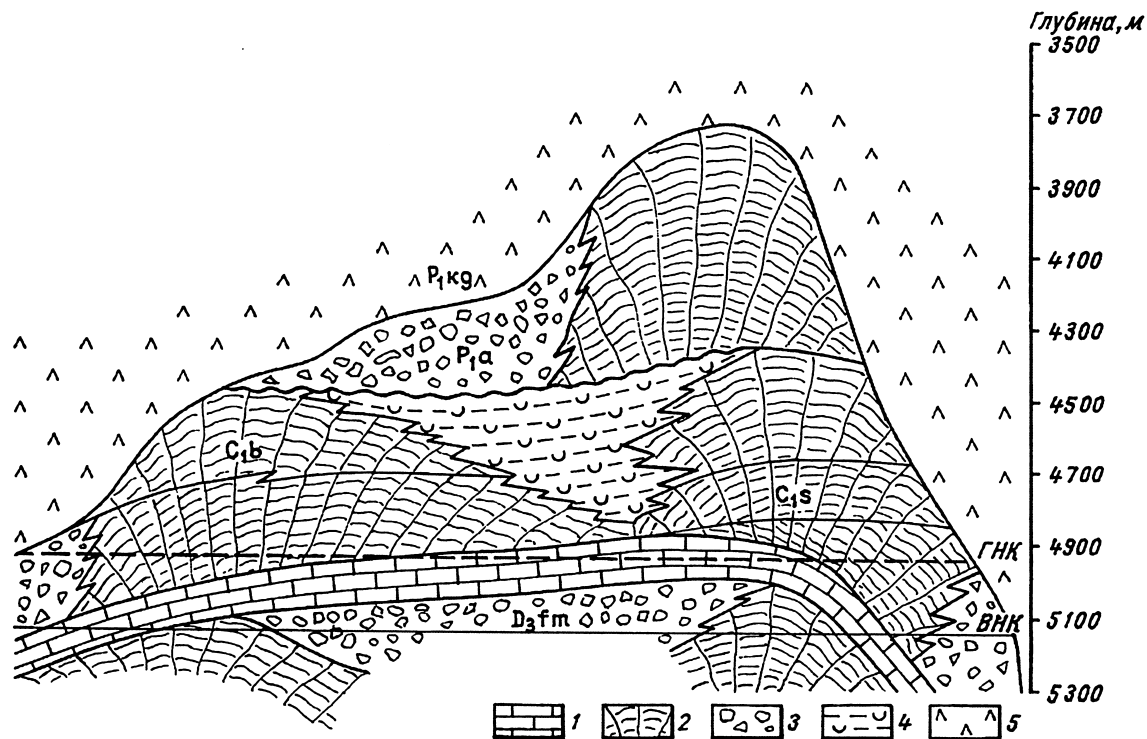
Четвертый подтип — *блоковый* — представляет собой выступы тектонического происхождения — приподнятые блоки пород с различным типом залегания (горизонтальным, моноклинальным и др.). По характеру ограничения ему соответствует класс 10 — *тектонически ограниченных* со всех сторон ловушек и залежей, к ним приуроченных. Помимо тектонического ограничения подобные ловушки могут быть осложнены литологическим или стратиграфическим экранированием. Залежи этого типа могут формироваться как в пластовом резервуаре, так и в массивном (см. табл. 7.1). В первом случае залежь возникнет, если пласт-резервуар находится в материнской толще, во втором, более распространенном, массивная залежь образуется по стандартной схеме, т.е. за счет вертикальной миграции.

Тип ловушек и залежей, с ними связанных, — *седиментационно-стратиграфический*. Он охватывает все многообразие объектов, в генезисе которых тектонические процессы не играли главенствующей роли, а их формирование обусловлено седиментационными, постседиментационными и денудационными процессами. По форме ловушек этот тип подразделяется на два подтипа: выступы и линзы.

В ловушках первого подтипа — *выступах* — формируются только массивные залежи. Этот подтип объединяет два класса ловушек: 11 — *биогенные выступы с литологическим экранированием* залежи и 12 — *эрозионные выступы со стратиграфическим ограничением*. Ловушки, представленные структурными элементами указанного типа, выделены и названы И.О. Бродом (1951).

Биогенные выступы, представляющие собой рифовые массивы, как одиночные, так и цепочку или группу рифов, в плане имеют относительно правильную форму. Коллекторские свойства рифовых массивов резко меняются, наилучшие емкостно-фильтрационные параметры характерны, как правило, не для вершины рифового массива, а для расположенной ниже зернисто-обломочной зоны, формирующейся на склоне рифа, обращенном в открытое море. Рифовые массивы различны по размерам — от первых десятков метров до очень крупных, высотой более 1 км (например, Карачаганакский риф на северном борту Прикаспийской впадины) (рис. 7.9). Рифовые массивы часто перекрыты галогенно-сульфатными породами, представляющими наиболее совершенные покрывки. Рифовые постройки обычно формируются на бровке шельфа. Поиски и обнаружение новых биогенных массивов и связанных с ними массивных залежей — перспективное направление нефтепоисковых работ ближайшего будущего.

Рис. 7.9. Карачаганакское газоконденсатное месторождение. Разрез массивной залежи в теле рифа. Состав отложений резервуара: 1 — слоистые известняки; 2 — ядра рифовых массивов; 3 — обломочный шлейф; 4 — осадки внутририфовой лагуны; 5 — антигидриты



Класс ловушек *выступов со стратиграфическим ограничением* — *эрозионные выступы* — приурочен к выступам фундамента, формирование которых связано с эрозионными процессами. Емкостные и фильтрационные свойства резервуаров такого типа обусловлены интенсивностью и длительностью воздействия гипергенетических процессов, протекающих главным образом в аэробных условиях (идиогипергенез), хотя возможно и участие анаэробных процессов (криптогипергенез). В эрозионных выступлениях коллекторские свойства в общем ухудшаются вглубь от поверхности размыва. В отдельных случаях помимо процессов выветривания в формировании коллекторских свойств массива принимают участие и эндогенные гидротермальные процессы. Это прежде всего касается массивов изверженных пород. Характерным примером подобной ловушки является залежь в гранитном массиве месторождения Белый Тигр (шельф Вьетнама), где емкостные свойства имеют явно полигенную природу и не наблюдается закономерного снижения емкости с глубиной.

Второй подкласс ловушек и залежей, с ними связанных, седиментационно-стратиграфического типа — линзовидные тела. По характеру ограничения они делятся на три класса линз: 13 — *литологического ограничения (седиментационные)*, 14 — *текстурно-структурного ограничения (катагенетические)*, 15 — *ограниченные водой — гидравлические*. В ловушках этого подтипа формируются залежи только в резервуарах, ограниченных со всех сторон (см. табл. 7.1). Ловушки этого подтипа — линз и линзовидных ловушек — Н.Ю. Успенская (1955) именовала литологически замкнутыми, а И.О. Брод (1951) — литологически ограниченными (см. рис. 7.3, и, к).

Класс 13 — *литологически ограниченных ловушек и залежей* — наиболее распространенный, объединяет замкнутые тела определенного состава, ограниченные со всех сторон плохо проницаемыми породами или находящиеся в толще иного литологического состава, прежде всего песчаные тела различной формы, приуроченные к глинистым НМ-толщам. Генезис таких песчаных тел различен: русловые, дельтовые, прибрежные аккумулятивные тела — бары, косы, дюны, глубоководные конусы выноса, т.е. первичные седиментационные линзы. Типичный пример — так называемые шнурковые залежи в майкопской толще Предкавказья, резервуарами для которых служат захороненные русловые речные отложения. Реже встречаются первичные седиментационные линзы, связанные с карбонатными породами. Это обычно не крупные залежи, но известны и исключения, например крупное газовое месторождение Картидж (северный борт бассейна Мек-

сиканского залива); продуктивны оолитовые известняки нижнего мела, образующие линзу в песчано-известняковой толще.

Класс 14 — *линзы текстурно-структурного ограничения* — объединяет тела, обособление которых связано с изменением текстурных или структурных признаков без существенного изменения вещественного состава, обусловленные главным образом катагенетическими процессами. Гораздо шире распространены вторичные ловушки — постседиментационные линзы, названные *катагенетическими ловушками*, к которым относятся и линзы трещиноватости. Формирование коллекторских свойств и соответственно ловушек происходит в результате перекристаллизации, выщелачивания, цементации, разуплотнения, обусловленных процессами трансформации минерального вещества, генерации флюидов, неравновесного уплотнения и т.д., они могут формироваться в толщах различного литологического состава — карбонатных, кремнистых, глинистых, реже терригенных, а чаще в толщах смешанного состава.

Термин «катагенетическая ловушка» был предложен Н.Б. Васоевичем. Подобные ловушки рассматривались многими исследователями (М.В. Абрамович, Г.А. Габриэлянц, Л.Д. Виноградов, А.И. Леворсен, Г. Риттенхаус и др.), которые называли их по-разному: эпигенетические, диагенетические, ловушки запечатывания. Последний термин употреблялся для ловушек, полная изоляция которых происходила уже после формирования залежи. Первичная залежь в подобных ловушках формировалась в обычном резервуаре в традиционном коллекторе; такие ловушки не следует именовать катагенетическими. А.И. Леворсен, а затем Г. Риттенхаус, рассматривая класс диагенетических ловушек, подразделили их на два подкласса: 1) ловушки, возникающие за счет трансформации коллектора в неколлектор, 2) за счет преобразования неколлектора в коллектор. По-видимому, именно ловушки этого подкласса, в которых формирование коллектора также обусловлено катагенетическими процессами, следует относить к катагенетическим. Залежи нефти и газа, приуроченные к подобным ловушкам, связаны прежде всего с так называемыми сланцевыми толщами. Они сложены кремнисто-глинистыми, карбонатно-кремнисто-глинистыми образованиями с повышенными концентрациями ОВ. Типичным примером катагенетической ловушки в кремнистой толще является залежь месторождения Лост Хилс в бассейне Сан-Хоакин (Запад США). На периклинали складки пористые диатомиты замещаются глинистыми диатомитами с резко ухудшенными коллекторскими свойствами. Возникновение ловушки в данном случае обусловлено различной микроструктурой, формирование которой контролируется уровнем преобра-

зованности участков толщи с различной кремнистостью. Другим примером таких ловушек являются участки повышенной кремнистости, характеризующиеся высокой трещиноватостью в менее кремнистых и менее трещинных, относительно непроницаемых зонах. Ограничение подобной ловушки — потеря трещиноватости. В пределах каждого крупного изостадиального уровня формирование катагенетических ловушек определяется неравномерностью вторичных преобразований в толщах в зависимости от соотношения и характера распределения глинистой, кремнистой и углеродистой составляющих. Предпосылки же возникновения катагенетических ловушек закладываются в седиментогенезе — неравномерность распределения карбонатного, кремнистого материала и ОВ.

Класс 15 — *ловушки, ограниченные водой, или гидравлические* (крайне редки). Залежь в подобных ловушках может существовать в случае, если силы гравитации слабее капиллярных. Это происходит в том случае, если нефть находится в линзах песчаных пород с высокой проницаемостью, окруженных породами с худшими коллекторскими свойствами, но и насыщенными водой. В качестве примера таких залежей, приуроченных к линзам крупнозернистого песка в тонкозернистом водоносном песчанике, И.О. Брод приводит «стофутный песчаник» нижнего карбона в Аппалачском бассейне США.




Других примеров залежей подобного типа в литературе не встречено, хотя наличие их вполне возможно. Примером существования скоплений нефти, окруженных водой, являются так называемые «целики», образующиеся в результате обводнения залежи и разделения ее на отдельные линзы, окруженные со всех сторон водой. Они могут возникать при чрезвычайно интенсивном отборе нефти в невысоких залежах большой площади.

Основная часть всех известных залежей приурочена к антиклинальным сводовым ловушкам, и подавляющее число их уже обнаружено по крайней мере в бассейнах континентов. Перспектива открытия новых залежей, в том числе и крупных, связана с неантиклинальными ловушками, прежде всего с теми, которые труднее всего обнаруживать, — катагенетическими и седиментационными линзами.

Все рассмотренные выше классы ловушек и залежей, за исключением катагенетических, выделялись ранее разными исследователями в качестве самостоятельных классификационных категорий под сходными или несколько отличными названиями. Опубликовано большое количество работ с детальной характеристикой ловушек разных классов, примеры залежей разных классов рассматриваются и при характеристике месторождений.

Таблица 7.2

Генетическая классификация неантиклинальных ловушек нефти и газа (Г.А. Габриэлянц, 2000)

Группа		Процессы, приведшие к образованию ловушек	Типы ловушек	Характерные примеры месторождений
Л и т о л о г и ч е с к и е	С е д и м е н т а ц и о н н ы е	Структурно-сидиментационные	Фациального замещения на региональных структурных элементах	 Кура-Цеце
			Фациального замещения на локальных структурах	 Новопортовское
		Аккумулятивные	Рифовые	 Канчуринское
			Баровые, береговых валов, кос, пляжей и др.	 песчаный бар Остин
		Эрозионно-аккумулятивные	Дельтовые, авандельтовые	
			Речные	 Нефтегорское
			Подводных течений	 Ходыженское

Стратиграфические	Литологические		
	Постседиментационные		
	Диagenетические	Ловушки неравномерного уплотнения, неравномерной цементации и связанные с диагенетическими трещинами	
	Эпигенетические	Ловушки, связанные с вторичным заполнением пор кальцитом, солью и др., а также вторичной трещиноватостью, и ловушки, связанные с растворением породообразующих минералов в глубинных условиях	 Нефтекумское
	Химического выветривания	Палеокарстовые	 Троицко-Печорское
		Связанные с древней корой выветривания	 Шаймско-Березовская группа
		Запечатанные асфальтовой пробкой или окисленной нефтью	 Сель-Рохо
	Эрозионные	Эрозионно-останцевые	 Шакшинское Водный промысел
	Структурно-денудационные	Срезанные несогласием	
		Прилегающие к несогласию	 Екатериновское

Детальная классификация нетектонических ловушек, т.е. седиментационно-стратиграфических, согласно приведенной выше классификации, была разработана Г.А. Габриэлянцем (2000). В ее основу положены условия формирования ловушек (табл. 7.2). Согласно этой классификации неантиклинальные ловушки подразделяются на две группы: литологические и стратиграфические. Далее каждая группа подразделяется по процессам, формирующим ловушку, которые объединены в две крупные группы: седиментационные и постседиментационные. В классификации, например, выделяются диагенетические и эпигенетические ловушки, которые в общем соответствуют катагенетическим (структурно-текстурное ограничение) ловушкам классификации авто-ров (см. табл. 7.1). При большой детальности эта классификация не охватывает всего многообразия ловушек, например, в ней нет тектонически экранированных ловушек на моноклинали, а ведь они также не являются антиклинальными.

7.2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА, ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Ловушки, содержащие нефть и газ, очень редко встречаются как разрозненные объекты по разрезу и по площади, они обычно концентрируются в определенных участках земной коры. Эти участки различны по структуре и генезису, но обладают общей важнейшей в рассматриваемом аспекте чертой: их строение обеспечивает формирование залежей нефти и газа и их сохранность. Такие участки земной коры, с которыми закономерно связаны ловушки, заключающие нефтяные и газовые залежи, называют месторождениями нефти и газа. И.О. Брод определял *месторождение нефти и(или) газа* как совокупность залежей данных полезных ископаемых, контролируемых единым структурным элементом и заключенных в недрах одной и той же площади. Сходное определение этого понятия давали многие исследователи (А.Г. Алексин, И.В. Высоцкий, И.М. Губкин, А.Я. Кремс, К.Г. Лаликер, А.И. Леворсен). В современной литературе можно встретить такое же определение месторождения. Многими исследователями (А.А. Бакиров, Н.Б. Вассоевич, Н.А. Еременко, М.К. Калинин, К.С. Маслов, В.Б. Оленин) подчеркивалось, что понятие «месторождение» включает не только совокупность залежей, но и весь объем земной коры, в котором заключены залежи нефти и(или) газа. Следует отметить, что месторождения нефти и газа и других флюидов не являются собственно местами

их «рождения», а представляют собой только участки их скопления. Термин «месторождение нефти или газа» употребляется по аналогии с залежами других полезных ископаемых, в частности руд, хотя далеко не все руды образуют скопления на месте своего рождения, но термин «месторождение» глубоко укоренился, широко распространен и используется в науке и практике, и, по мнению авторов, не имеет смысла его искоренять из нефтяной геологии.

Необходимо подчеркнуть четкое различие понятий «залежь» и «месторождение» нефти и газа. На это обращали внимания Н.А. Еременко и В.Б. Оленин, по мнению которых смешение этих понятий приводит к утрате возможности правильно сопоставлять и разграничивать природные объекты, изучаемые в нефтяной геологии.

Месторождения объединяют ловушки различной морфологии, приуроченные к различным стратиграфическим подразделениям, к отложениям различного генезиса. Объединение ловушек и залежей нефти и(или) газа в месторождениях обусловлено особенностями геологического строения заключающих эти ловушки участков земной коры. Таким образом, месторождения являются по отношению к ловушкам категорией более высокого ранга и представляют собой самостоятельный элемент нефтегеологического районирования. С учетом этого наиболее правильное определение низшего элемента нефтегеологического районирования с генетических позиций было дано В.Б. Олениным, согласно которому *месторождение нефти и(или) газа — участок земной коры, заключающий обособленную совокупность залежей (одиночную залежь) нефти или газа в ловушках (ловушке), формирование которых обусловлено генезисом и строением этого участка*. Более короткое определение того же понятия — *месторождение нефти и(или) газа — участок земной коры, содержащий в недрах совокупность залежей, объединяемых общими признаками, определяющими нефтегазонакопление*.

Разные залежи одного месторождения могут быть разобщены в плане, но при этом контролироваться одной структурой. Разные залежи могут и не контролироваться одной структурой, например, нижний структурный этаж складчатый, верхний — моноклиальный, в нижнем — пластово-сводовая залежь, в верхнем — залежь литологически экранированная. Залежи формировались независимо друг от друга, но находятся в пределах одного участка земной коры, в недрах одной площади, т.е. обе залежи являются составной частью одного месторождения. Известны такие примеры, когда в процессе доразведки обнаруживалось, что несколько находящихся рядом месторождений объединены

какой-то более глубоко расположенной и единой залежью или единым структурным элементом. Так, гигантское месторождение Боливар (Венесуэла), содержащее 325 залежей, сначала рассматривалось как ряд независимых месторождений: Тиа-Хуана, Ла-Салина, Лагунильяс, Ла-Роса и др.

Таким образом, с позиций разведки и разработки *месторождение — это отдельная залежь или группа залежей, имеющих в проекции на земную поверхность полное или частичное перекрытие своих контуров нефтегазоносности.*

Площадь месторождений обычно находится в пределах от первых десятков до сотен квадратных километров, но известны и гигантские месторождения, площадь которых превышает 1000 км².

Классификация месторождений нефти и(или) газа

Месторождения нефти и(или) газа подразделяют по разным признакам: по запасам УВ-сырья; числу залежей; генезису и строению структурных форм, с которыми они связаны; составу флюидов; геотектоническому положению и др.

По величине запасов УВ-сырья месторождения в нашей стране подразделяются на мелкие, средние, крупные и уникальные (табл. 7.3).

Таблица 7.3

Классификация месторождений по величине запасов

Размер месторождений	Извлекаемые запасы нефти, млн т	Балансовые запасы газа, млрд м ³
Мелкие	меньше 10	меньше 10
Средние	10–30	10–30
Крупные	30–300	30–500
Уникальные	больше 300	больше 500

В литературе можно встретить другие градации месторождений. Это связано с тем, что до 1983 г. в СССР классификация месторождений проводилась по величине *геологических* запасов и граничные значения месторождений в той или иной категории были другими: средние 10–50, крупные 50–100, крупнейшие 100–500, гигантские 500–1000, уникальные более 1000 (нефти в млн т, газа в млрд м³). В США выделяются другие категории по крупности месторождений: А, В, С, D, Е, F, причем граничные значения их несравненно ниже. Например, к категории D относятся месторождения с извлекаемыми запасами нефти 0,135–1,35 млн т, газа 0,17–1,7 млрд м³; гигантскими считаются ме-

сторождения нефти с извлекаемыми запасами свыше 13,5 млн т (100 млн баррелей), газа — свыше 1,7 млрд м³ (60 млрд фут³).

По типу флюидов месторождения подразделяются согласно фазовому составу таковых в залежах, т.е. выделяются нефтяные, газовые, газоконденсатные, если все залежи имеют один фазовый состав. Чаще встречаются месторождения, в которых присутствуют флюиды разного типа. При характеристике месторождения такого типа на первое место ставится флюид с наименьшей величиной запасов.

Классификации месторождений нефти и(или) газа по генетическому и морфологическому признакам структурных форм, их определяющих, проводились различными исследователями (А.А. Бакиров, И.О. Брод, Н.А. Еременко, И.В. Высоцкий, И.М. Губкин, Ф.Г. Клапп, Ю.А. Косыгин, В.Б. Оленин). Месторождения включают залежи, приуроченные к ловушкам разной формы и различного генезиса, поэтому ни одна из известных классификаций не охватывает всего многообразия месторождений. В табл. 7.3 приведена типизация месторождений нефти и газа, в основу которой положена классификация месторождений В.Б. Оленина, в которой используются два основных признака — генетический и морфологический. Наиболее крупные категории — типы — выделяются на генетической основе, т.е. по процессам, приводящим к формированию тех или иных структурных форм-ловушек, которые доминируют в пределах данного месторождения. При оценке перспектив нефтегазоносности какой-либо территории и планировании поисково-разведочных работ этот признак позволяет судить о степени вероятности присутствия месторождений с определенной генетической характеристикой их структурных форм в данной геологической ситуации.

Подразделение типов месторождений на классы производится на основании характеристики *строения структурных элементов*, которыми выражены месторождения, причем в одних типах этот признак является морфологическим, в других — генетическим, а чаще — морфогенетическим, т.е. морфология ловушки и(или) залежи определяется генезисом того или иного структурного элемента. С практической точки зрения целесообразно выделить в качестве класса месторождений их совокупность, отличающуюся от всех остальных месторождений одинаковыми чертами строения и определяемым этими чертами типичным комплексом ловушек.

Совокупность ловушек, характерная для каждого класса месторождений, была установлена В.Б. Олениным на основе анализа хорошо изученных, характерных и по возможности крупных

месторождений. В их совокупность, типичную для данного класса месторождений, были включены наиболее часто встречающиеся разновидности ловушек, отмеченные не менее чем в 50% учтенных месторождений этого класса (табл. 7.4).

По генетическому принципу выделяются семь типов месторождений, каждый из которых подразделяется на классы и подклассы (см. табл. 7.4).



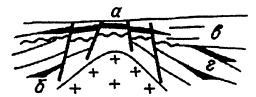


Тип I — месторождения структурных элементов *голоморфного (полного) складкообразования*. Залежи в этих месторождениях связаны с ловушками, представляющими собой нормальные складки с различным наклоном крыльев, косые и опрокинутые складки, образованные в результате тангенциального сжатия. Такие месторождения широко распространены в молодых складчатых областях, например на Северном Сахалине, в Таджикистане, в Южной Туркмении, в Калифорнии; они приурочены к складчатым бортам краевых прогибов (Северный Кавказ), к межгорным впадинам (Фергана). Этот тип объединяет два класса месторождений: 1 — линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами (см. рис. 7.4, а, б); 2 — линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, осложненных разрывами (см. рис. 7.4, в, г). В этом типе месторождения второго класса гораздо более многочисленны, чем месторождения линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами. Помимо приведенных на рис. 7.4, в, г типичных месторождений складчатого борта краевого прогиба Карабулак-Ачалуки и Малгобек-Вознесенское, характерными примерами второго класса являются месторождения Северного Сахалина (Эхаби, Сабо, Монги, Паромай). Обычно месторождения этого типа, за редким исключением, не крупные, многозалежные, как правило, содержат несколько десятков залежей. По типу залежи пластовые сводовые, сводовые с дизъюнктивным экранированием, на крыльях моноклинальные дизъюнктивно экранированные; значительно реже встречаются массивные залежи. Ко второму классу также относятся месторождения, связанные со складчатыми надвиговыми структурами и покровами. Для таких месторождений характерно сдваивание или даже многократное повторение разновозрастных отложений и приуроченных к ним залежей. Такие месторождения известны, например, в Предкарпатье (месторождения Битков, Долина, Бориславское и др.) (см. рис. 7.5). Месторождения подобного надвигового строения развиты в Альпах и в Скалистых горах. Предполагается наличие подобных месторождений в надвиговой части северо-восточного Кавказа (Дагестанский клин) и в других регионах, имеющих покровно-надвиговое строение.



Тип II — месторождения структурных элементов *диапиризма* — подразделяется на три класса: 3 — непрорванных соляных куполов, 4 — закрытых диапиров, 5 — открытых диапиров (см. табл. 7.4). Диапировые структуры, образованные пластичными глинистыми породами, принципиально не отличаются от соляных диапиров. Для них наиболее характерен четвертый класс месторождений — закрытых диапиров. Структурные элементы диапиризма принципиально отличаются тем, что их формирование происходит длительное время в процессе седиментации, неравномерный рост поднятий сопровождается перерывами в осадконакоплении и размывами. Им свойственно увеличение мощности на крыльях, а также прорыв и выжимание пластичных пород, сопровождающееся образованием разрывов. Ловушки и залежи, характерные для этого типа, разнообразны: пластовые сводовые, сводовые, осложненные разрывами, экранированные разрывом, стратиграфически экранированные (поверхностью несогласия) и литологически экранированные, в том числе ядром диапира. Непрорванные соляные купола не являются собственно диапирами, так как соляное ядро не находится в тектоническом контакте со слоями крыльев, но генетически они тесно связаны с соляными диапирами и отражают начальную стадию их развития, за которой следует образование закрытых, а затем открытых диапиров. Поэтому месторождения непрорванных соляных куполов включены в тип месторождений диапиризма. Месторождения этого типа широко распространены в Прикаспии, где встречены месторождения всех указанных классов: месторождение Макат (рис. 7.10, а) — пример месторождений непрорванных соляных куполов; месторождение Косчагыл — месторождений закрытых диапиров. Месторождение Морени (Румыния) является типичным примером класса открытых диапиров. Соль миоценового возраста была выжата наверх. Соляной шток прорвал плиоценовые слои и образовал ряд экранированных ловушек (рис. 7.11), в которых сформировались залежи. Месторождения этого типа известны в Предкарпатском прогибе, Габоне, бассейне Мексиканского залива и др. Месторождения такого типа можно встретить в тех районах, где в разрезе присутствует толща соли значительной мощности и где она находится под давлением толщи пород, позволяющей ей течь.

К этому типу месторождений следует относить месторождения, связанные с грязевым вулканизмом, являющимся самым интенсивным проявлением глиняного диапиризма. Месторождения, в которых залежи экранированы жерлом грязевого вулкана, известны в Азербайджане, Западной Туркмении, Керченском и Таманском полуостровах. Распространение грязевого

Таблица 7.4

Генетическая типизация месторождений нефти и/или газа (по В.Б. Оленину с добавлениями)

Тип (по генезису структурных элементов, представляющих месторождения)	Класс и подкласс (по строению структурных элементов, представляющих месторождения)	Типичная совокупность ловушек	Схематический разрез
I. Голоморфного складкообразования	1. Линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами	<i>a</i> — сводовые	
	2. Линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, осложненных разрывами	<i>a</i> — сводовые <i>б</i> — экранированные по разрыву	
II. Диapiroзизма	3. Непрорванных соляных куполов	<i>a</i> — сводовые (часто разбитые на блоки) <i>б</i> — по разрыву <i>в</i> — по поверхности несогласия <i>г</i> — выклинивающиеся	
	4. Закрытых диапиров	Экранирования: <i>a</i> — ядром диапира <i>б</i> — по разрыву <i>в</i> — по поверхности несогласия <i>г</i> — выклинивающиеся <i>д</i> — сводовые <i>е</i> — линзы выветривания	
	5. Открытых диапиров	Экранирования: <i>a</i> — ядром диапира <i>б</i> — по разрыву <i>в</i> — по поверхности несогласия <i>г</i> — выклинивающиеся	

III. Отраженного складкообразования	6. Куполов, антиклиналей и брахиантиклиналей платформенного типа: А – пологих структур Б – флексур	а – сводовые (иногда разбитые на блоки) экранирования; б – по поверхности несогласия в – выклинивающиеся г – седиментационные линзы	
	7. Платформенных синклиналей	а – синклинальные изгибы	
IV. Разрывообразования	8. Приразрывных моноклиальных участков и складок	а – экранированные по разрыву б – сводовые	
	9. Приразрывных трещиноватых участков	а – линзы тектонической трещиноватости	
	10. Горсты	а – пластовые тектонически экранированные б – массивные тектонически экранированные	
V. Биогенные	11. Рифтовых массивов	а – биогенные выступы б – сводовые в – выклинивающиеся	
VI. Седиментогенные	12. Участков выклинивания на моноклинали	а – выклинивающиеся б – седиментационные линзы	
	13. Локальных песчаных скоплений: А – баров Б – русловых рек В – клиноформ	а – седиментационные линзы	
VII. Эрозионно-денудационные	14. Погребенных возвышенностей палеорельефа	а – эрозионные выступы б – сводовые	
	15. Моноклиалей, срезанных поверхностью углового несогласия	а – экранирования по поверхности несогласия б – выклинивающиеся	
	16. Участков распространения трещин и каверн под поверхностью разрыва	а – линзы выветривания	

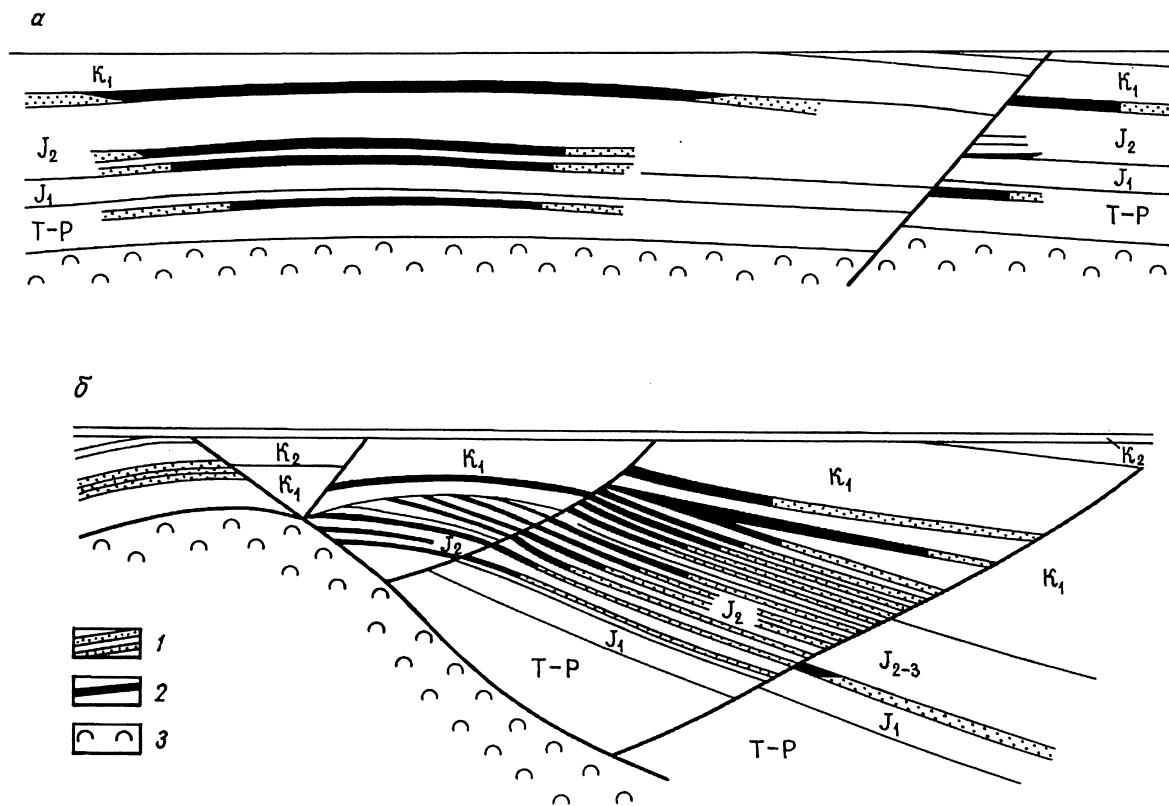


Рис. 7.10. Разрезы месторождений: *a* — Макат, *b* — Косчагыл (по материалам объединения «Казахстаннефть»); 1 — водонасыщенная часть пласта, 2 — нефтенасыщенная часть пласта, 3 — соль

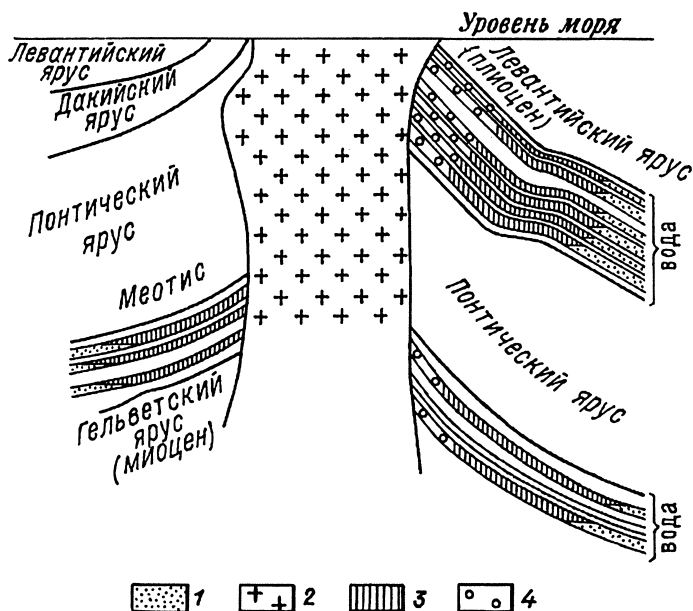


Рис. 7.11. Месторождение Морени (Румыния): 1 — песчаный коллектор, 2 — соль, 3 — нефть, 4 — газ

вулканизма в краевых частях Кавказско-Скифского региона обусловлено присутствием мощной глинистой майкопской толщи (олигоцен—нижний миоцен). Такие месторождения относятся к пятому классу открытых диапиров, или прорванных куполов. Типичным примером является месторождение Лок-Батан (Апшеронский полуостров) (см. рис. 7.6). Исследованиями последних лет установлено широкое распространение грязевого вулканизма в акваториях (Черное, Средиземное моря, Северо-Западная Атлантика, Норвежское море). Наличие грязевых вулканов — показатель перспективности недр на нефть и газ.

Тип III — месторождения структурных элементов *отраженно-го складкообразования*, — наиболее распространенный тип месторождений; он включает два класса месторождений: 6 — куполов, брахиантклиналей и антиклиналей платформенного типа (подклассы: А — пологих складок, Б — флексур) и 7 — платформенных синклиналей.

В класс 6 объединяют месторождения, структура которых сформировалась вследствие отраженной или глыбовой складчатости. Ловушки могут быть как конседиментационными, так и постседиментационными. Во всех случаях их формирование связано с вертикальными движениями блоков фундамента. Это

могут быть структуры облекания выступов фундамента, изгибы слоев, возникающие над разрывами, флексуры.

В классе месторождений куполов, брахиантиклиналей и антиклиналей платформенного типа выделяются два подкласса — пологих антиклинальных складок и флексур. Месторождения распространены главным образом на платформах, но такие структуры свойственны и заключительным стадиям развития межгорных впадин, платформенным бортам краевых прогибов. Характерные типы залежей — пластовые сводовые и массивные сводовые, и те и другие часто осложнены разрывами, стратиграфическим и литологическим экранированием.

Месторождения первого подкласса выражены складками, возникшими над выступами фундамента или над его блоками, поднятыми по разломам. Как правило, это симметричные, пологие складки с наклоном крыльев от долей до нескольких градусов. С глубиной их наклон обычно увеличивается, иногда достигая $5-10^\circ$, преимущественно это брахиантиклинали, купола, часто присутствуют неправильные формы, осложненные структурными носами и раздувами типа плакантиклиналей. Наряду с одновершинными структурами встречаются более сложные, в которых каждая объединяет несколько замкнутых вершин. Складка часто выражена не по всем горизонтам, возрожденные и погребенные поднятия — типичные структуры платформ.

Месторождений этого класса известно около 20 тысяч, среди которых есть гиганты (Ромашкинское, Уренгой, Самотлор, Штокмановское) и очень крупные (Усть-Балыкское, Ново-Елховское, Бованенковское и др.).

Ромашкинское месторождение, открытое в 1948 г., было первым в России гигантом. Это крупная (65×70 км) пологая складка, осложняющая Южно-Татарский свод, амплитуда поднятия по девонским отложениям 50 м. Продуктивность связана с отложениями терригенного девона и карбона, в меньшей степени с карбонатными образованиями того же возраста. Главная залежь находится в отложениях пашийского горизонта (рис. 7.12). Залежи сводовые, часто с литологическим экранированием и литологически ограниченные со всех сторон.

Крупнейшее месторождение России — это гигантское месторождение Самотлор, расположенное на восточном борту Нижневартовского свода в Западной Сибири. Максимальная амплитуда 160 м (по валанжину) вверх убывает до 40 м. На месторождении расположено 10 залежей, все они сводовые, шесть из них осложнены литологическим экранированием. Промышленная нефтегазоносность связана с отложениями верхней юры и нижнего мела (рис. 7.13).

Месторождения, использованные при определении типичной совокупности ловушек (по В.Б. Оленину)

Класс месторождений	Количество месторождений	Местоположение проанализированных месторождений
1. Линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами	26	Кавказ, США (Калифорния)
2. Линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, осложненных разрывами	50	Кавказ, США (Калифорния)
3. Непорванных соляных куполов 4. Закрытых диапиров 5. Открытых диапиров	80	Прикаспий, ФРГ, США (Галф-Кост), Габон
6. Куполов, брахиантиклиналей и антиклиналей платформенного типа	50	Урало-Поволжье, США (Пермский и Западный Внутренний бассейны)
7. Платформенных синклиналей	3	США (Предаппалачский бассейн)
8. Приразрывных моноклинальных участков и складок	50	Австрия (Венский грабен), ФРГ, Франция (Рейнский грабен), США (Голф)
9. Приразрывных трещиноватых участков	3	США (Мичиганский бассейн), Канада (п-ов Онтарио)
10. Рифовых массивов	50	Башкирское Приуралье, Западная Канада, США (Пермский и Мичиганский бассейны)
11. Участков выклинивания на моноклинали	50	Северный Кавказ, Канада (западные области, п-ов Онтарио), США (бассейны Предаппалачский и Денвер)
12. Локальных песчаных скоплений	50	Северный Кавказ, США (Предаппалачский, Мичиганский и Западный Внутренний бассейны)
13. Погребенных возвышенностей палеорельефа	24	США (Предаппалачский и Западный Внутренний бассейны)
14. Моноклиналей, срезанных поверхностью углового несогласия	31	Западная Канада (бассейн Уиллстон, район Эдисон-Калгари)
15. Участков распространения трещин и каверн под поверхностью размыва	3	Канада (побережье оз. Эри)

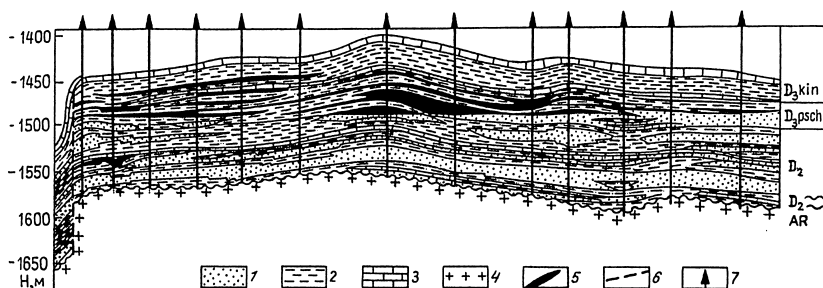


Рис. 7.12. Ромашкинское месторождение. Геологический разрез терригенной толщи девона (Габриэлянц, 2000): 1 — песчаник, 2 — глина, 3 — известняк, 4 — кристаллический фундамент, 5 — залежи нефти, 6 — разрывы, 7 — скважина

Складки, которыми выражены месторождения второго подкласса, сформировались над зонами сочленения блоков фундамента, разделенных разрывами значительной амплитуды. Эти складки представляют собой флексуры. Углы падения на пологих крыльях последних обычно не превышают $1-2^\circ$, а на крутых достигают десятков градусов. В плане месторождения второго подкласса выражены отчетливо вытянутыми складками. Этим месторождениям свойственны также сводовые ловушки, резко асимметричные в поперечном разрезе.

Класс 7 — месторождения платформенных синклиналей — встречается крайне редко. К нему относятся некоторые неболь-

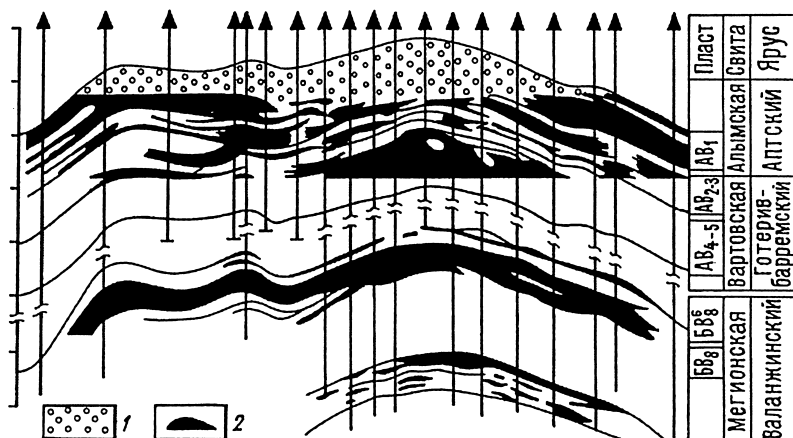


Рис. 7.13. Самотлорское нефтегазоконденсатное месторождение. Разрез продуктивной части отложений (по Ф.К. Салманову): 1 — нефть, 2 — газ

шие месторождения на северо-востоке США в песчаных отложениях карбона, месторождения Биг-Крик, Кевин-Крик (Западная Виргиния) и др. С определенной долей условности, если судить по форме залежи, к этому классу можно отнести месторождения Воробьевское и Журавское. Но по генезису их ловушки не являются структурными, а относятся скорее к катагенетическим, сформировавшимся в глинистой майкопской толще за счет преобразования в катагенезе глинистой матрицы и органического вещества. Эти залежи не подстилаются водой, а нефть, естественно, занимает пониженные участки (рис. 7.14).

Тип IV — месторождения структурных элементов *разрывообразования* — включает три класса: 8 — приразрывных моноклиналичных участков; 9 — приразрывных трещиноватых участков; 10 — горсты. Месторождения этого типа немногочисленны. Примером восьмого класса может служить месторождение Люлинг (Техас). Залежи приурочены к многочисленным дизъюнктивно

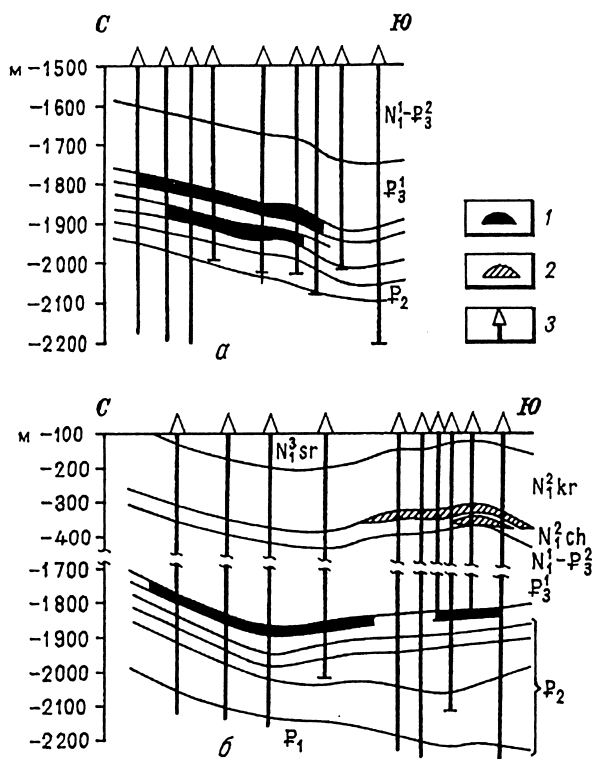


Рис. 7.14. Месторождение в глинистой майкопской толще Северного Предкавказья: а — Воробьевское, б — Журавское. Залежи: 1 — нефть, 2 — газ, 3 — скважины

экранированным ловушкам на склоне моноклинали, сложенной породами мела и палеогена, рассеченной крупным взбросом.

Месторождения приразрывных трещиноватых участков (класс 9), к которым относятся, например, Сципио, Альбион (юг шт. Мичиган в США), располагаются на моноклинали, однако ловушки с ней не связаны, и моноклиналь не определяет морфологию этих месторождений. Нефтеносность приурочена к линзам тектонической трещиноватости, расположенным в пределах очень узких прямолинейных участков над разрывами, нарушающими более глубокие горизонты.

Принципиальная схема месторождения, приуроченного к горстовым структурам, приведена на рис. 7.7. Залежи в зависимости от резервуара массивные и пластовые тектонически экранированные. Месторождения такого типа характерны для нижних частей разреза осадочного чехла, над выступами фундамента, например

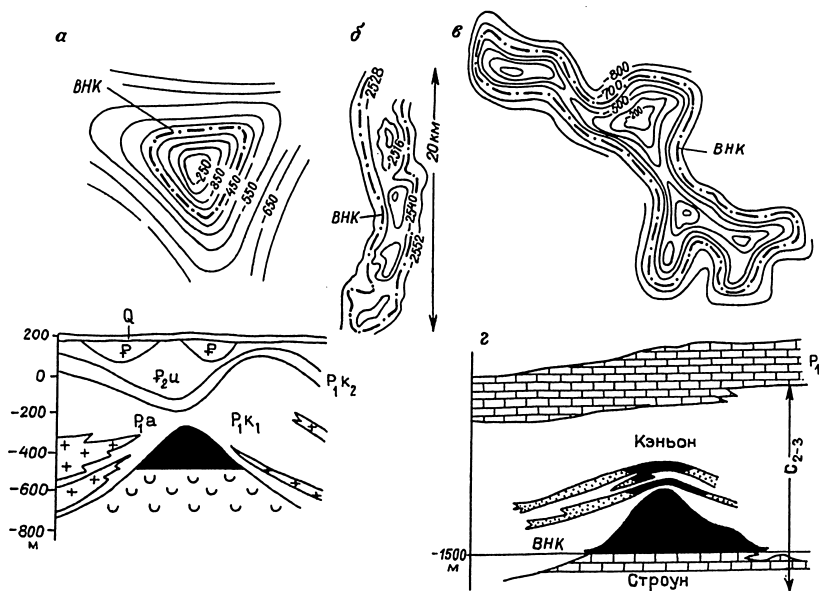


Рис. 7.15. Месторождения рифовых массивов: а — структурная карта (кровли артинского яруса) и геологический разрез Столяровского месторождения, приуроченного к одновершинному рифу (С.П. Максимов, В.А. Киров и др., 1970); б — структурная карта (кровля свиты Ледюк) месторождения Фэнн-Биг-Вэлли (Канада, Альберта), приуроченного к рифовому массиву с несколькими вершинами (Р. Вильямс, 1956); в — структурная карта (кровли артинского яруса) Ишимбаевского месторождения, приуроченного к «связке» рифов (С.П. Максимов, В.А. Киров и др., 1970); г — геологический разрез месторождения Норт-Снайдер (США, Техас)

Даниловское — мелкое месторождение в отложениях венда на севере Московской синеклизы.

Тип V — месторождения рифогенных структур и соответственно класс месторождений 11 — рифовых массивов (рис. 7.15). Месторождения этого класса включают как единичные рифовые массивы — единичные рифовые постройки, атоллы (рис. 7.15, а), так и цепочки барьерных рифов, архипелаги (рис. 7.15, б, в). Наиболее типичные залежи — массивные в биогенном выступе; над рифовыми массивами также могут быть пластовые сводовые, массивные с литологическим ограничением; коллекторские свойства в пределах массива резко меняются, формируются вторичные линзы, связанные с изменением текстурно-структурных признаков карбонатных пород.

Ишимбаевское месторождение в Башкирском Приуралье — одно из первых месторождений России такого типа, оно приурочено к сложному рифовому массиву раннепермского возраста, состоящему из пяти рифов, образующих единую залежь.

С рифовыми массивами связаны крупные месторождения Карачаганак (северный борт Прикаспийской впадины), высота рифового массива раннепермского возраста более 1 км (см. рис. 7.9), Тенгиз, Кашаган (юго-запад Прикаспийского бассейна), Харьягинское в Хареевской впадине Баренцево-Печорского бассейна, где присутствуют рифы в отложениях позднего девона. Месторождения такого типа известны в провинции Альберта (Канада) — крупнейшее месторождение Ледюк, в Мексике — Золотой пояс. Выявление таких месторождений является одним из перспективных направлений нефтепоисковых работ настоящего времени и ближайшего будущего.

Тип VI — месторождения *седиментогенных* структурных элементов — объединяет классы месторождений: 12 — участков выклинивания на моноклинали; 13 — локальных песчаных скоплений с подклассами А (баров), Б (руслowych тел) и В (связанный с клиноформами).

Месторождения этого типа формируются при движении терригенного материала от источника сноса к бассейну седиментации. Вблизи источника сноса это в основном литологически ограниченные ловушки в аллювиальных отложениях или руслах палеорек. Это, как правило, мелкие ловушки, более крупные формируются в прируслowych барах и косах. Последние характеризуются лучшими коллекторскими свойствами. Наиболее благоприятные условия для формирования ловушек создаются в дельтовых, авандельтовых и прибрежных отложениях.

Месторождения класса 12 широко распространены на бортах поднятий и сводов, они известны, например, в майкопской

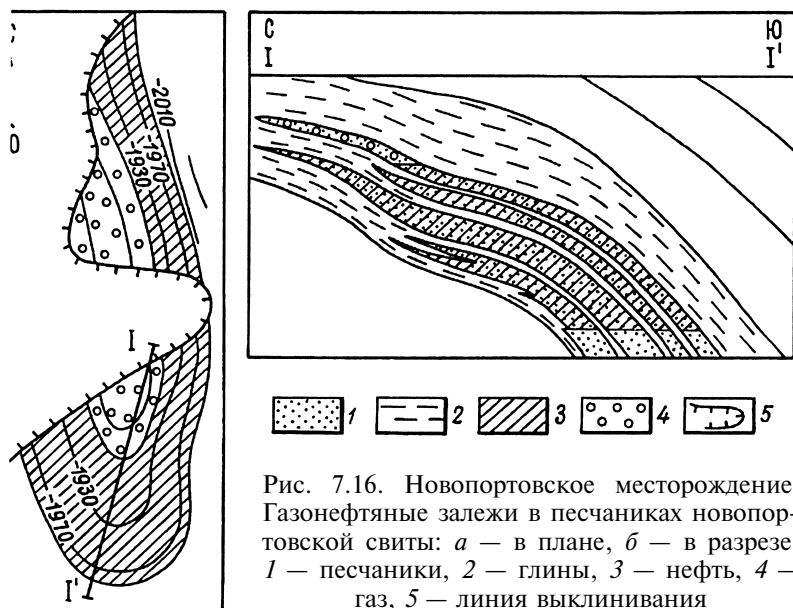


Рис. 7.16. Новопортовское месторождение. Газонефтяные залежи в песчаниках новопортовской свиты: *а* — в плане, *б* — в разрезе; 1 — песчаники, 2 — глины, 3 — нефть, 4 — газ, 5 — линия выклинивания

серии Западного Предкавказья (месторождения Нефтегорское, Павлова гора, Асфальтовая гора, Хадыженское и др.). Широко распространены они в Западной Сибири. На рис. 7.16 приведена схематическая карта и разрез крупного Новопортовского месторождения. Литологически экранированные ловушки возникают в прибрежных зонах и связаны с миграцией береговых линий бассейнов седиментации.

В классе 13 объединены месторождения, сложенные плохо проницаемыми, в основном глинистыми отложениями, заключающими песчаные тела различной формы и размеров. Все эти тела являются аккумулятивными формами, возникшими за счет седиментации. По условиям образования среди них можно выделить три подкласса месторождений — баров, русловых тел и клиноформ.

Типичным примером месторождений баров является Остин (шт. Мичиган, США). В плане бары прямолинейны. На стороне бара, обращенной к открытому морю, контакт песчаного тела с вмещающими глинистыми отложениями обычно резкий, а на стороне, обращенной к берегу, песчаники постепенно переходят в глины. Слагающий бар песчаный материал довольно хорошо отсортирован. Коллекторские свойства в нем более или менее выдержаны. Известны залежи в баровых телах каменноугольных отложений Волго-Уральского региона (рис. 7.17, *а*).

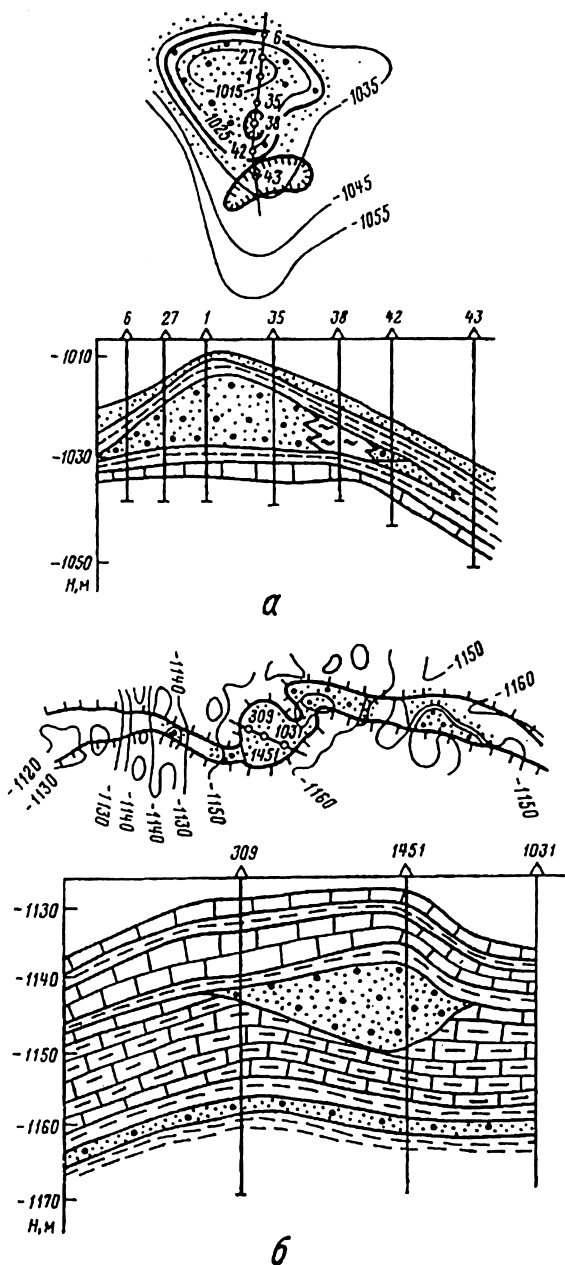


Рис. 7.17. Седиментогенные месторождения: а — ловушка барового типа, месторождение Яблоневый Овраг, Волго-Уральский бассейн (по Н.А. Сухачевской и И.Н. Шустеру); б — ловушка руслового типа, Арланское месторождение (по Э.М. Халимову)

В месторождениях второго подкласса песчаные тела, облекаемые глинами или глинисто-алевритовыми отложениями, образовались в руслах древних рек. Эти тела отличаются от баров вогнутой нижней поверхностью, извилистой формой в плане, разнородным составом слагающего материала, изменчивостью коллекторских свойств. Отношение длины к ширине у русловых тел, как правило, значительно больше, чем у баров. Месторождения этого подкласса детально изучены и описаны И.М. Губкиным на Северном Кавказе: «шнурковые» залежи (Нефтяно-Ширванское и др.). Такие залежи известны и в Баренцево-Печорском бассейне (Войвожское месторождение), в Волго-Уральском бассейне (рис. 7.17, б).

Еще один подтип литологических ловушек и связанных с ними месторождений формируется в конусах выноса песчаного материала. Это клиноформные ловушки (подкласс В), с ними связаны крупные залежи углеводородов в неокме Западной Сибири. Они являются как глубоководными конусами выноса, так и погребенными авандельтами.

Тип VII — месторождения *эрозионно-денудационных* структурных элементов — включает классы месторождений: 14 — погребенных возвышенностей палеорельефа; 15 — моноклиналей, срезанных поверхностью углового несогласия; 16 — участков распространения трещин и каверн под поверхностью размыва.

Образование месторождений погребенных возвышенностей палеорельефа (класс 14) обусловлено эрозией, приведшей к значительному расчленению рельефа. При последующем погребении останцов палеорельефа под более молодыми отложениями поверхность размыва в структурном отношении стала поверхностью несогласия. В типичную совокупность ловушек месторождений рассматриваемого класса входят эрозионные выступы погребенных возвышенностей палеорельефа, а также сводовые ловушки в осадочном комплексе, облекающем эти возвышенности. Примером этих месторождений является Панхэндл-Хьюготон (США), приуроченный к выступу гранитогнейсов и перекрывающим его отложениям каменноугольного возраста, образующим единый массивный резервуар (рис. 7.18), а также крупное месторождение Хасси-Мессауд (Алжир) (рис. 7.19). К ним можно отнести и месторождение Белый Тигр (шельф Вьетнама) (рис. 7.20). Главная его залежь приурочена к гранитному массиву, внедрившемуся в толщи осадочных и метаморфизованных пород. Коллектор в граните имеет смешанный генезис, прежде всего это гипергенно измененные породы, кроме того, пустотное пространство формировалось за счет выщелачивания в результате гидротермальной деятельности. Похожее месторождение Оймаша находится в Казахстане. В Шаимском нефтеносном районе Западной Сибири

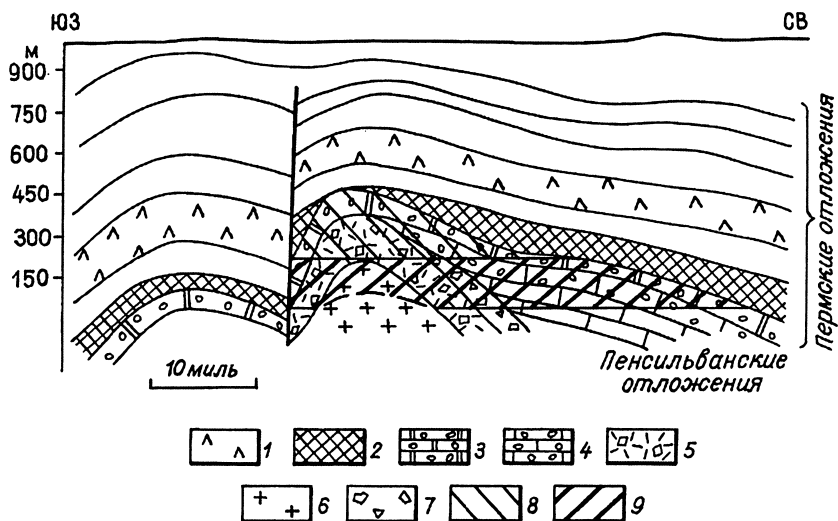


Рис. 7.18. Разрез месторождения Панхэндл-Хьюгтон, США (по А.И. Леворсену): 1 — соленосные отложения, 2 — свита ангидрита, 3 — свита доломита, 4 — свита серых известняков, 5 — выветрившийся гранит, 6 — гранит, 7 — накопления обломков гранита, 8 — газ, 9 — нефть

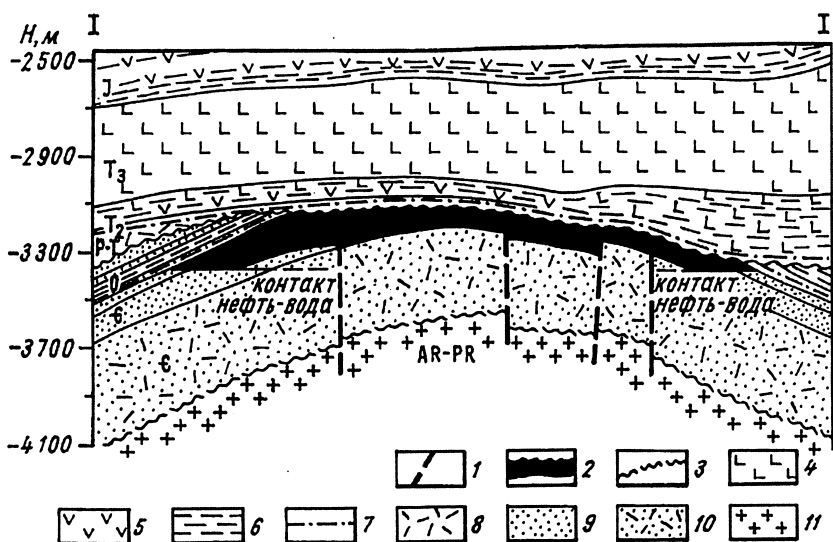


Рис. 7.19. Месторождение Хасси-Мессауд (по П.А. Габриэлянцу): 1 — разрывные нарушения; 2 — нефть; 3 — поверхность стратиграфического несогласия; 4 — соль; 5 — гипсы, ангидриты; 6 — глины; 7 — песчано-глинистые отложения; 8 — андезиты; 9 — песчаники; 10 — кварциты; 11 — гранитоиды

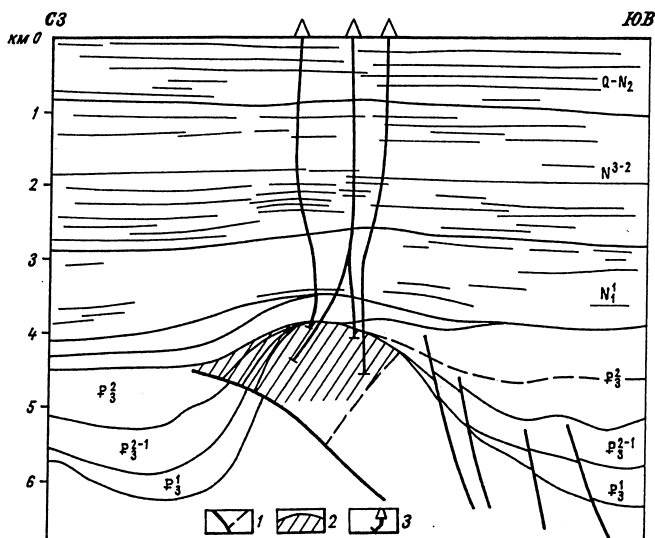


Рис. 7.20. Месторождение Белый Тигр (шельф Вьетнама): 1 — разрывные нарушения; 2 — залежь нефти в измененных гранитных породах; 3 — скважины

открыто несколько месторождений, в которых залежи приурочены к разрушенным вершинам выступов гранитных тел.

К классу 15 относятся месторождения моноклиналей, срезанных поверхностью углового несогласия. Наиболее часто встречаются ловушки экранирования по поверхности несогласия. Иногда присутствуют выклинивающиеся ловушки, образовавшиеся за счет вторичного заполнения пустот в частях природных резервуаров, примыкающих к поверхности углового несогласия. Залежи с экранированием поверхностью несогласия известны на многих месторождениях: в Эмбинской области, в Волго-Уральском регионе (Туймазинское месторождение), в Баренцево-Печорском бассейне (Усинское, Возейское, Западно-Тэбукское и др.).

В этом классе известны и крупные месторождения, например Ист-Тексас в Техасе, приуроченное к крупной ловушке на моноклинали со стратиграфическим (и литологическим) экранированием, расположенной на склоне поднятия Остин. Продуктивны песчаники Вудбайн позднемелового возраста с хорошими коллекторскими свойствами. Стратиграфическое экранирование обеспечило и формирование крупнейшего месторождения США на северном побережье Аляски — Прадхо-Бей, где основным продуктивным горизонтом являются пермо-триасовые песчаники. В Западной Сибири со стратиграфическими экранами связано крупное Талинское месторождение (рис. 7.21).

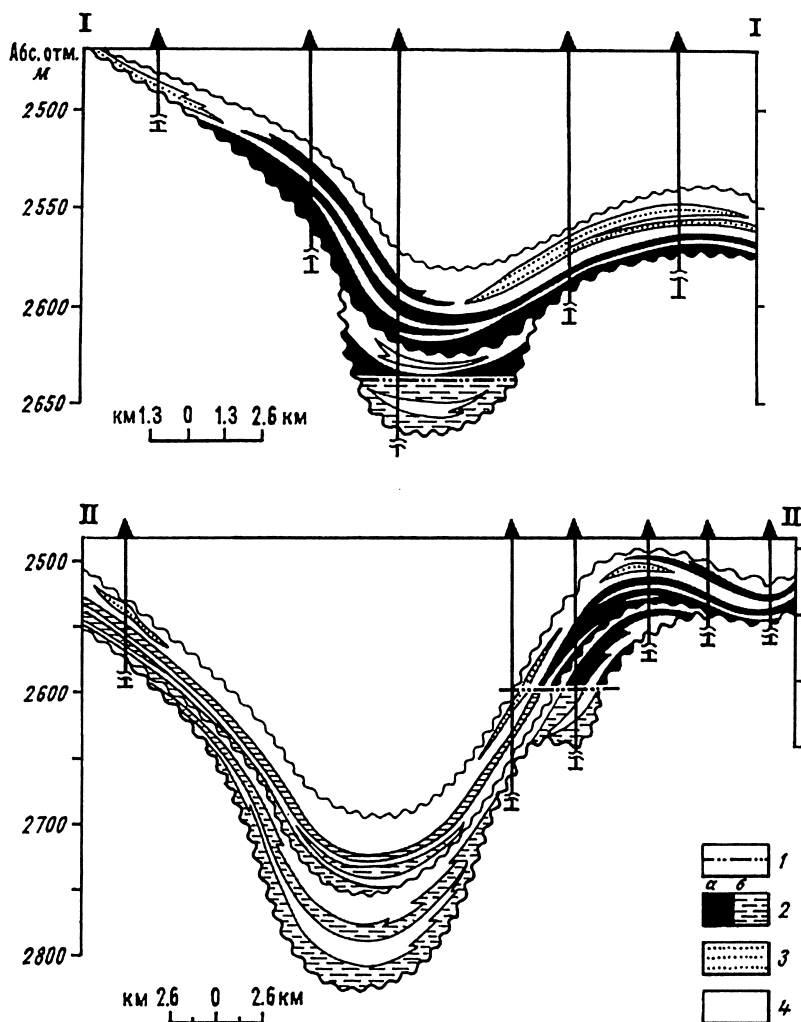


Рис. 7.21. Талинское месторождение нефти: 1 — водонефтяной контакт; 2 — флюид: а — нефть, б — вода; 3 — алевролиты; 4 — глины

Месторождения класса 16 очень редки, это месторождения участков распространения трещин и каверн под поверхностью размыва. Примером может служить месторождение Халдиманад на северном берегу оз. Эри, в канадской провинции Онтарио. Продуктивные известняки среднего ордовика, отделенные от вышележащих пород поверхностью размыва, участвуют в строении крупной моноклинали. Однако моноклиналь не определяла морфологию месторождения и не контролировала образование

заклученных в нем ловушек. Месторождение представляет собой крупный участок распространения линз выветривания под поверхностью размыва, возникших в результате выщелачивания карбонатного комплекса среднего ордовика при осушении этого участка земной коры в послесреднеордовикское время.

Распределение известных запасов УВ-сырья, по подсчетам Г.Д. Клемме (1971) по типам месторождений, следующее: наибольшее количество разведанных мировых запасов нефти и газа сконцентрировано в месторождениях куполов, брахиантиклиналей и антиклиналей платформенного типа, затем следуют месторождения линейных антиклиналей и брахиантиклиналей. На долю месторождений всех остальных классов приходится незначительная часть выявленных ресурсов нефти и газа, хотя отдельные крупные месторождения известны и в других типах, среди которых основную роль играют месторождения соляных куполов и рифовых массивов.

Зоны нефтегазонакопления

Месторождения нефти и(или) газа одиночные и изолированные на земном шаре довольно редки. Нефтяные и(или) газовые месторождения обычно располагаются группами, включающими до нескольких десятков месторождений.

Как правило, территориально объединенными оказываются месторождения нефти и газа, характеризующиеся общностью условий формирования и сходной морфологией структурных форм.

Части земной коры, объединяющие однотипные нефтяные и(или) газовые месторождения, выделяются в качестве самостоятельной категории нефтегеологического районирования и большинством отечественных геологов-нефтяников именуется зонами *нефтегазонакопления*. Понятие «зоны нефтегазонакопления» было введено И.О. Бродом. В работах А.А. Бакирова, И.О. Брода, И.В. Высоцкого, Н.А. Еременко, В.Б. Оленина, Н.Ю. Успенской, В.Е. Хаина оно неоднозначно, хотя все определения включают главные признаки зон нефтегазонакопления — территориальную близость и сходство строения месторождений нефти и газа, включенных в зону.

С генетических позиций этому понятию наиболее соответствует определение В.Б. Оленина (1977), согласно которому *зона нефтегазонакопления — это часть земной коры в пределах структурно обособленного элемента последней, обеспечивающая своим строением и развитием общность условий формирования заключенных в них месторождений нефти и газа*. В плане зоны нефтегазонакопления бывают линейными и изометричными.

Классифицирование и типизация зон нефтегазонакопления проводилась по генетическому и морфологическому признакам многими исследователями (А.А. Бакиров, И.О. Брод, И.В. Высоцкий, Н.А. Еременко, В.Б. Оленин, Н.Ю. Успенская, В.Е. Хаин). Ниже приводится классификация зон нефтегазонакопления В.Б. Оленина. Она, как и классификация месторождений нефти и газа, построена на тех же принципах: типы зон выделяются по генетическому признаку, классы внутри типов — по морфологическому.

Согласно указанному принципу выделяются семь зон нефтегазонакопления и восемь классов.

Тип I — зоны нефтегазонакопления структурных элементов голоморфного складкообразования. Класс 1 — антиклинальные зоны нефтегазонакопления. Такие зоны распространены очень широко. Они присутствуют на внутренних бортах краевых прогибов, в синклиниях, тыльных прогибах и в периферических частях впадин внутриплатформенных орогенов (рис. 7.22). Антиклинальные зоны нефтегазонакопления обладают различной формой в плане. На внутренних бортах краевых прогибов они, как правило, прямолинейны и соответствуют простиранию складчатых сооружений. В тыльных прогибах, на погружениях

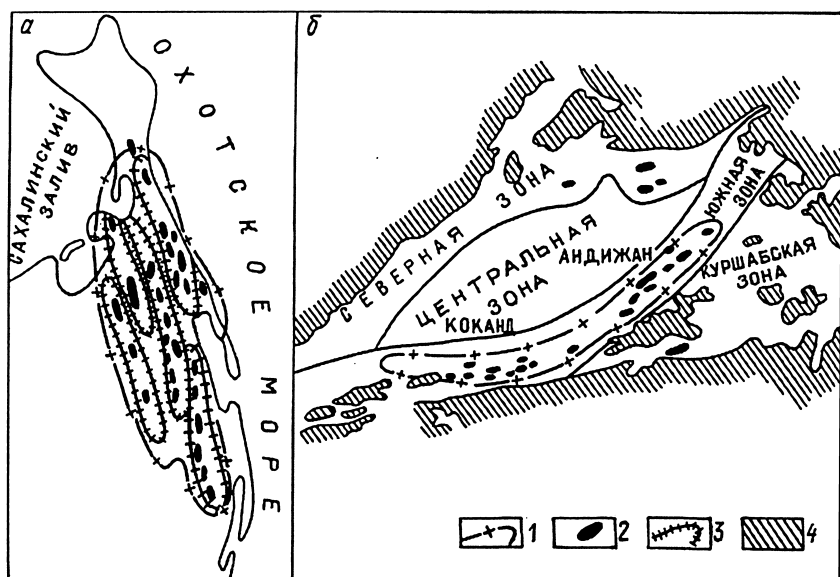


Рис. 7.22. Ареалы антиклинальных зон нефтегазонакопления: *a* — ареал северо-восточного Сахалина; *б* — Южно-Ферганский ареал (выделен на карте, составленной В.Г. Клейнбергом и С.Н. Симаковым); 1 — граница ареала; 2 — месторождения нефти и газа; 3 — границы зон нефтегазонакопления; 4 — обрамление впадины

мегантиклинорий и в периферических частях впадин эпиплатформенных орогенов антиклинальные зоны нефтегазонакопления часто изогнуты.

Тип II — зоны нефтегазонакопления, связанные с диапиризмом; класс 2 — соляно-купольные зоны нефтегазонакопления.

Зоны класса 2 всегда находятся в областях земной коры, испытавших значительное прогибание. Они известны в глубоководнопогруженных окраинных частях платформ (Прикаспий, Мексиканский и Персидский заливы) и во внутриплатформенных грабенах, (например, Днепровско-Донецкий). В пределах глубоководнопогруженных окраинных частей платформ имеются прямолинейные и криволинейные зоны, однако в упомянутых частях платформ соляно-купольные месторождения гораздо чаще объединены в группы неправильной или изометричной в плане формы (южная прибортовая зона Прикаспийской впадины).

Тип III — зоны нефтегазонакопления структур отраженного складкообразования. Класс 3 — зоны нефтегазонакопления, представленные платформенными поднятиями, — подразделяется на два подкласса: А — симметричные валы и своды, Б — флексурные валы.

Зоны нефтегазонакопления, представленные платформенными поднятиями, являются наиболее многочисленными среди всех выявленных на Земле. Они располагаются во внутренних и окраинных частях платформ, на внешних крыльях краевых прогибов и на срединных массивах.

Зоны подкласса А выражены пологими, симметричными в поперечном разрезе валами и сводами, возникшими в осадочном чехле над крупными поднятиями фундамента или над его блоками, поднятыми по разломам. Для этих зон типичны месторождения, приуроченные к пологим складкам платформенного типа. На востоке Русской плиты к таким зонам относятся Татарский, Пермский и Башкирский своды; на Западно-Сибирской плите — Каймысовский, Северо-Сосьвинский, Сургутский, Нижневартовский своды и др. (В.Б. Оленин выделял указанные выше структурные элементы в качестве единиц нефтегеологического районирования более крупного порядка — ареалов зон нефтегазонакопления. Это понятие не получило широкого распространения.)

В подкласс Б входят зоны, представленные резко асимметричными в поперечном разрезе валами, образовавшимися над сочленением блоков фундамента, испытавших дифференцированные вертикальные подвижки значительной амплитуды. Для этих зон типичны месторождения, связанные с флексурами. Зоны нефтегазонакопления этого подкласса находятся на востоке Русской плиты.

Тип IV — зоны нефтегазонакопления структурных элементов разрывообразования. Класс 4 — зоны нефтегазонакопления, связанные с региональными разрывами, обнаружены на погруженных окраинных частях платформ, в грабенах и синеклизах.

Тип V — зоны нефтегазонакопления биогенных структурных элементов. Класс 5 — зоны нефтегазонакопления, выраженные рифовыми сооружениями. Рифовые зоны нефтегазонакопления расположены на склонах платформ и в крупных внутриплатформенных впадинах. Преобладают зоны отчетливо линейные в плане. Некоторые зоны этого класса резко извилисты или овалообразны. Известны также зоны, приуроченные к древним атоллам.

Тип VI — зоны нефтегазонакопления седиментогенных структур объединяют два класса: класс 6 — зоны, связанные с региональным выклиниванием, класс 7 — зоны, связанные с системами локальных песчаных скоплений различного генезиса (прибрежных песчаных линз-баров, валов, клиноформных тел, речных песчаных скоплений, русловых тел и др.).

Зоны нефтегазонакопления, связанные с региональным выклиниванием (класс 6), находятся в пределах крупных моноклиналей и известны главным образом во внутриплатформенных впадинах, на склонах платформ и во впадинах эпиплатформенных орогенов. Зоны нефтегазонакопления, связанные с системами локальных песчаных скоплений (класс 7), распространены как в платформенных, так и в складчатых областях. Системы морских песчаных скоплений прямолинейны и характеризуются кулисообразным расположением баров и клиноформ относительно друг друга. Системы речных песчаных скоплений в плане извилисты, иногда сложно разветвлены.

Тип VII — зоны нефтегазонакопления эрозионно-денудационных структурных элементов. Класс 8 — зоны нефтегазонакопления, связанные с региональными несогласиями и зонами эрозионных выступов фундамента.

При практических нефтепоисковых исследованиях не всегда однозначно можно определить генетическую природу как месторождения, так и зоны нефтегазонакопления. Например, антиклинальные зоны в межгорных впадинах могут относиться как к первому, так и к третьему типу зон нефтегазонакопления. Подразделение по генетическому признаку возможно только в случае, когда природа объектов и(или) групп объектов не вызывает сомнения — это тектоническая и литолого- или седиментационно-стратиграфическая. В формировании ловушек месторождений зон нефтегазонакопления принимает участие группа факторов; проводить подразделения объектов следует по преобладающему

признаку. Согласно вышесказанному, предлагаемая классификация зон нефтегазонакопления близка к классификации ловушек. По генетическому признаку выделяются три типа зон нефтегазонакопления: I — тектонический (или кинематогенный, рожденный движением); II — литолого-стратиграфический (связанный с изменчивостью литологического состава, обусловленного как особенностями седиментации, так и постседиментационными процессами); III — смешанный — литокинематогенный, в нем оба фактора играют одинаково важную роль (табл. 7.6).

Первый тектонический тип подразделяется на классы: 1 — антиклинальный, 2 — региональных разрывов, 3 — горстовый. Второй тип включает классы: 4 — литологического выклинивания, 5 — стратиграфического срезания, 6 — рифогенный, 7 — эрозионно-денудационный, 8 — катагенетический. Третий тип объединяет три класса: 9 — соляно-купольный, 10 — гидродинамический, 11 — олистостромный. Последние два класса зон нефтегазонакопления изучены недостаточно и отнесены к литолого-тектоническому (литокинематогенному) условно.

Гидродинамические зоны нефтегазонакопления образуются в результате резкого изменения мощностей пластов-коллекторов — седиментационный или литогенетический фактор, но их формирование также обусловлено высокими гидродинамическими напорами, свойственными тектонически активным зонам, — тектоногенный фактор. Гидродинамические ловушки формируются на моноклинах, на склонах и сводах антиклиналей и др. (рис. 7.23).

Олистостромные зоны нефтегазонакопления (класс 11) образованы крупными подводно-оползневыми телами, которые представляют собой линзы хаотично перемятых песчано-глинистых

Таблица 7.6

Классификация зон нефтегазонакопления

Тип	Класс
I. Тектонический (кинематогенный)	1) антиклинальный 2) региональных разрывов 3) горстовый
II. Седиментационно-стратиграфический (литолого-стратиграфический)	4) литологического выклинивания 5) стратиграфического срезания 6) рифогенный 7) эрозионно-денудационный 8) катагенетический
III. Литолого-тектонический (литокинематогенный)	9) соляно-купольный 10) гидродинамический 11) олистостромный

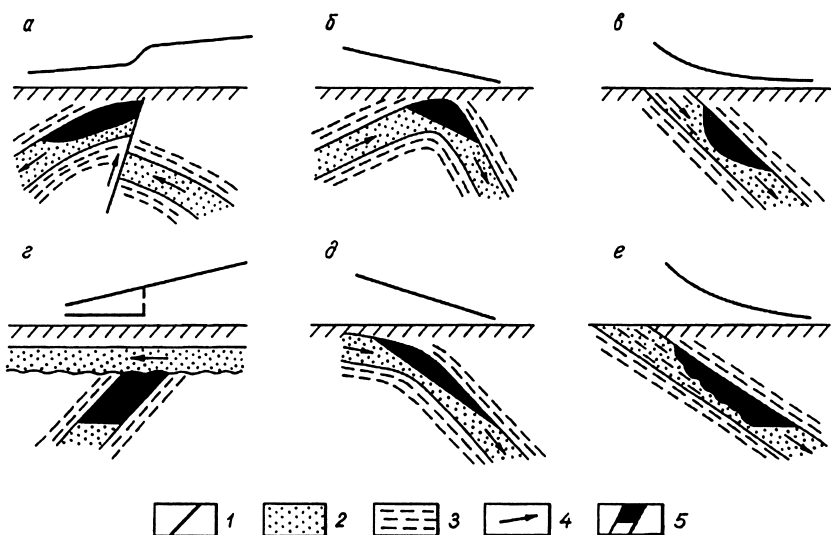


Рис. 7.23. Схематические разрезы гидравлически экранированных залежей нефти и газа у проводящих разломов (а), в сводах антиклиналей (б), на моноклиналих: на участках изменения фильтрационных свойств коллектора (в), под стратиграфическими несогласиями (г), на структурных выступах, осложняющих моноклираль (д), у границ фациального замещения коллекторов (е) (Еременко, Чилингар, 1995): 1 — пьезометрическая поверхность; 2 — пласт-коллектор; 3 — глинистые породы; 4 — направление движения вод; 5 — залежи нефти и газа

образований, заключенных в глинистый осадок. Зоны такого типа формируются вдоль континентальных склонов в тектонически активных областях (о. Барбадос, Куба). Видимо, к ловушке такого типа приурочено месторождение Самгори в Грузии.

Формирование зон нефтегазонакопления, а в их пределах месторождений нефти и газа определяется тремя группами факторов: 1) генетической природой и морфологией зон нефтегазонакопления, 2) пространственно-временными соотношениями зон и очагов нефтегазообразования, 3) условиями и механизмом улавливания углеводородов.

7.3. ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Выявление условий и времени формирования месторождений углеводородов имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Процессы формирования определяют

ся тектоническими, литологическими, гидрогеологическими и другими факторами, основными из которых являются: характер структур, интенсивность тектонических движений, присутствие НМ-толщи, условия нефтегазообразования, свойства пород-коллекторов и флюидоупоров, наличие путей миграции и др. В общем виде время начала образования скопления — залежи определяется моментом формирования ловушки при условии, что к тому времени в бассейне уже начались процессы интенсивной генерации углеводородов.

Образование залежи происходит в результате перемещения микронефти в материнских породах, а затем микронефти-нефти, собравшейся в глобулы, нефтяной эмульсии, «шнурка» нефти в коллекторах до тех пор, пока они не попадут в ловушку. Последняя может образоваться и в материнской толще за счет приобретения породами коллекторских свойств в каком-то определенном участке. Тогда микронефть-нефть испытывает минимальное перемещение. В коллекторе происходит слипание глобул, всплывание их под действием архимедовых сил. В процессе этого движения формируется гомогенная масса — «шнурок», движение которого происходит вверх по восстанию пласта природного резервуара в виде отдельных струй вместе с потоками воды. Поскольку термодинамические обстановки различаются в разных частях осадочного бассейна, потоки движутся из областей больших напряжений, более высоких давлений в область меньших давлений. При этом происходит дифференциация флюидов. Разница в давлениях создается как за счет различного статического давления (нагрузки вышележащих пород), так и за счет складчатых, орогенических и других тектонических процессов. Заметное влияние имеют и литогенетические преобразования пород, особенно процессы дефлюидизации, уплотнения-разуплотнения. Подвижные вещества перемещаются по порам, трещинам, вдоль разрывов и т.д. Гидравлический фактор имеет большое значение. При инфильтрационном режиме в относительно неглубоких горизонтах потоки воды направлены из областей питания вниз по пластам проницаемых пород, их перемещение в некоторых случаях играет роль в процессах формирования залежей. Обычно рассчитывается давление воды в пласте в зависимости от высотной отметки участка питания пласта на поверхности (пьезометрическая поверхность) и глубины залегания пласта в какой-то точке (рис. 7.24). Если пласт сообщается с поверхностью на уровне моря, этот уровень и является его пьезометрической поверхностью. Гидростатическое давление в любой точке этого пласта будет определяться глубиной его залегания в этой точке. Известно, что давление в столбе воды повышается на 1 МПа при погружении на 100 м, плотность

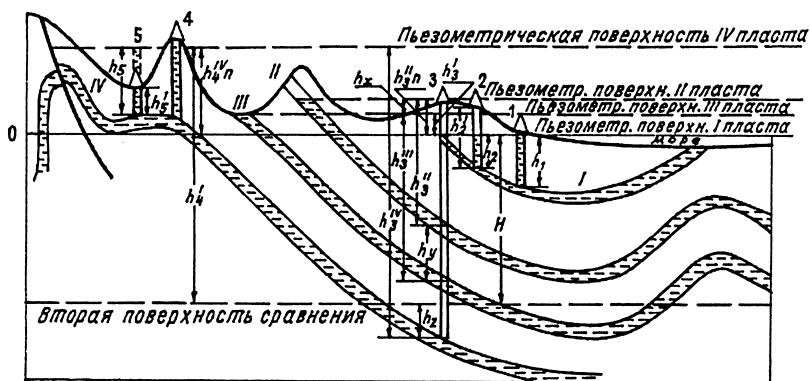


Рис. 7.24. Схема гидростатических давлений и пьезометрических поверхностей

воды принимается за единицу. В других случаях, если участки питания пластов расположены выше уровня моря, расчетное давление в них оказывается выше действительного. Распределение величин пьезометрических уровней дает представление о том, в каком направлении перемещаются водные потоки в тех случаях, когда они связаны с поверхностью. Для выяснения направления движения жидкостей в пласте (или между пластами) важно знать положение пьезометрической поверхности (или пьезометрических поверхностей). При больших перепадах уровней в областях питания и разгрузки в последних происходит подъем давления для выравнивания этих уровней. В природе чаще наблюдается постепенное увеличение пластовых давлений с глубиной в соответствии с погружением пласта. Приращение гидростатического давления на единицу расстояния по глубине называется *гидростатическим градиентом*.

В более глубоких горизонтах в пласты начинают поступать элизионные воды за счет отжатия главным образом из преобразованных глинистых пород. Их движение в целом направлено вверх и даже может достигать поверхности, если повышенное пластовое давление усиливает флюидные потоки. Так происходит в кумской свите на южном предгорном борту Индоло-Кубанского прогиба. На выходах на дневную поверхность песчаных пластов свиты высота подъема над уровнем моря достигает 100 м. Вниз по падению пластовое давление в кумских песчаниках на глубине около 3 км достигает 36 МПа, в то время как в выше- и нижележащих оно гораздо меньше.

Снижение давления при движении потока вверх является важным фактором, так как вызывает дегазацию пластовых вод; в совокупности со снижением температуры это изменяет раство-

римось различных соединений, в том числе нефтяных углеводородов, они могут выделяться из растворов. В случае достижения потоками поверхности земли или дна водного бассейна возникают участки выделения газа, нефти, появляются сопки или даже грязевые вулканы, в недрах которых могут находиться нефтегазовые месторождения.

Интенсивная дегазация пластовых вод происходит при быстрых поднятиях бассейна или росте структуры внутри него. Предполагается, что одной из основных причин возникновения газовых скоплений в хадумских отложениях на Ставропольском поднятии является быстрый рост его в неогеновое время и выделение растворенных в воде газов при снижении давления. При подъеме этой крупной структуры перепад между пластовым давлением в хадумских песчаниках и более высоким геостатическим давлением в подстилающих и перекрывающих его глинах достигал 15 МПа. Можно предположить, что в результате этого большая часть выжимаемого в коллектор газа, растворенного в поровых водах, сразу же переходила в свободную газовую фазу. Как показали расчеты, это выделение газа в пределах Ставропольского поднятия произошло за время от 35 до 40 тыс. лет. Быстрые подъемы в короткие интервалы времени, по-видимому, особенно характерны для нефтегазоносных бассейнов складчатых областей. Выделение газа здесь происходит в больших объемах, что усиливает мощный флюидный поток, идущий из недр. Газ несет и нефтяные углеводороды в растворенном виде.

Механизм подъема нефти и газа совместно с водой и отделение их от воды из-за разности удельных плотностей был положен в основу формирования «антиклинальной теории» образования месторождений. В ней был сделан вывод о важной роли в формировании скоплений вдольпластовой, так называемой латеральной миграции. В процессе ее может осуществляться дифференциальное улавливание, принцип которого был изложен в главе 5. Он состоит в том, что при постепенном заполнении ловушек снизу вверх по пласту углеводороды заполняют одну ловушку за другой, при этом в более погруженных находятся преимущественно газовые, выше — газонефтяные и еще выше — нефтяные скопления. В. Гассоу применил этот принцип при анализе распределения нефти и газа в выступах рифогенных известняков свиты Ледюк девонского возраста, протягивающихся вдоль Скалистых гор в Канаде. В качестве подобного примера можно привести распределение залежей в пределах Шапкинско-Юряхинского вала в Баренцево-Печорском бассейне. Здесь в более погруженной северной части находятся газоконденсатные месторождения (Василковское и др.), южнее в более приподня-

той зоне — газоконденсатно-нефтяные (Шапкинское и др.), а в наиболее приподнятой части на юге располагаются нефтяные залежи (Юряхинское, Верхне-Грубешорское и Пашшорское). Свидетельство возможного вытеснения нефти газом находит подтверждение в существовании многих газовых и газоконденсатных месторождений, содержащих в порах коллекторов остаточную нефть. Нефтенасыщенные керны подняты из пластов Вуктыльского газоконденсатного месторождения. Предполагается, что Оренбургское месторождение тоже вначале было нефтяным. Но так бывает не всегда. Часто формирование скоплений нефти и газа подчиняется более сложным законам, перемещение воды, нефти и газа происходит не одновременно и не только по пласту вдоль оси основного направления складчатости. Поэтому, казалось бы, в сходных условиях одни ловушки являются нефтегазонасыщенными, а другие такого же строения и в тех же пластах — газонасыщенными, а могут и вовсе не содержать залежей.

Вопрос соотношения вертикальной (субвертикальной) и латеральной миграции является существенным. Анализ особенностей размещения нефтяных и газовых месторождений показывает, что они неравномерно распространены по площади даже при сходных структурных и других условиях. Создается впечатление, что избирательная насыщенность связана скорее всего с субвертикальным подъемом флюидов в определенных местах. В ряде случаев преобладающим является субвертикальный подъем флюидов. В небольших масштабах такое перемещение часто наблюдается при перетоках из одних пластов в другие (вблизи зон разрывов, трещиноватости и др.).

Потоки подвижных веществ с глубин вверх всегда двигаются в сторону меньших давлений в связи с последовательными этапами дефлюидизации при погружении и т.д. Иногда происходит усиление этих потоков в связи с периодическим усилением тектоно-сейсмических и иных процессов. Б.А. Соколов полагает, что интенсивные восходящие потоки флюидов по ослабленным зонам могут способствовать формированию положительных структур, особенно в платформенном пологозалегающем чехле. Ареалы развития таких структур отмечаются в Западной Сибири. В некоторых случаях создание ловушки и формирование скопления в них углеводородов — процессы взаимосвязанные. Как доказательство преимущественно вертикальных перемещений углеводородов в процессе формирования ряда месторождений нефти Среднего Поволжья за счет единого источника в доманиковых слоях девона К.Б. Аширов и другие ученые приводят сходство нефтей во многих залегающих друг над другом нефтеносных пластах. Возможности преимущественно вертикального перемещения

существуют на северном борте Бузулукской впадины. Горизонты каменноугольного возраста представлены здесь известняками и трещиноватыми известковыми глинами, пропитанными нефтью. В вышележащих пермских отложениях развиты трещиноватые кремнистые доломиты. В них повсюду прослеживаются нефтепроявления. Слои самого верхнего — кунгурского — яруса нижней перми мощностью в десятки метров здесь непостоянны по составу, фациально изменчивы, в разрезе наряду с *гидрохимическими* осадками залегают доломитизированные пористые известняки с нефтенасыщением. Таким образом, значительная часть разреза, сложенная разновозрастными отложениями, представляет собой сквозной путь субвертикального перемещения нефти. Можно предположить, что образование залежей нефти в вышележащих пластах происходит за счет ее перемещения из более глубоких горизонтов. В структурах Жигулевских дислокаций нефть проникает до поверхности и образует скопления гудрона. И.В. Высоцкий и В.И. Высоцкий считают, что сообщаемость отдельных природных резервуаров между собой может быть обеспечена разрывами, прорывами соляных штоков, ядер глиняных диапиров, интрузивных и вулканических тел.

Процессы формирования залежей и характер их размещения определяются положением в разрезе материнских толщ, характером плохо проницаемых покрышек, их мощностями, выдержанностью по площади, соотношением с пластами-коллекторами. Существенно влияет также степень преобразованности пород и вторичные изменения в них, о чем уже говорилось в предыдущих главах.

Условия формирования залежей во многом определяются распределением в разрезе коллекторских пород и флюидоупоров. Маломощные покрышки не всегда способны удерживать залежи, и тогда они концентрируются в верхней части нефтегазоносной толщи под региональной более мощной покрышкой, развитой на большой площади. При чередовании в разрезе коллекторов и покрышек незначительной мощности (обычно метры) залежи нефти и газа образуются в ловушках по всему разрезу, в частности потому, что маломощные покрышки при избытке давления могут пропускать углеводороды — тогда возникают многопластовые месторождения.

Все больше накапливающихся факторов свидетельствуют о том, что формирование залежей происходит длительное время и даже может идти постоянно. Особенно это проявляется, если ловушка находится в непосредственной близости от источника питания (нефте- или газоматеринской свиты) или от расположенной вблизи разрушающейся залежи. Примером такой залежи

являются нефти в заливообразных выклинивающихся песчаных пластах майкопской глинистой битуминозной толщи в предгорьях Северо-Западного Кавказа (вблизи Майкопа). Открытые И.М. Губкиным в начале XX в. эти залежи долгое время эксплуатировались, и дебиты скважин постепенно падали. Но после вынужденного почти трехлетнего перерыва добычи во время войны 1941—1945 гг. дебиты скважин повысились, так как за это время подток нефтяных углеводородов из материнских пород восстановил залежи.

Другими классическими примерами являются Ахтырско-Бугундырское и Зыбзенское месторождения на Кубани. Пластовые сводовые залежи в них первоначально были приурочены к складкам, образованным палеогеновыми породами, которые позже в связи с подъемом подверглись глубокому размыву, и залежи были частично или полностью разрушены. Об этом свидетельствуют обломки (крупная галька, мелкие валуны) палеогеновых пород, пропитанные загустевшей нефтью и залегающие в основании более молодой трансгрессивной серии Майкопа и выше лежащих отложений (рис. 7.25). После наступления трансгрессии и перекрытия более молодыми майкопскими отложениями раз-

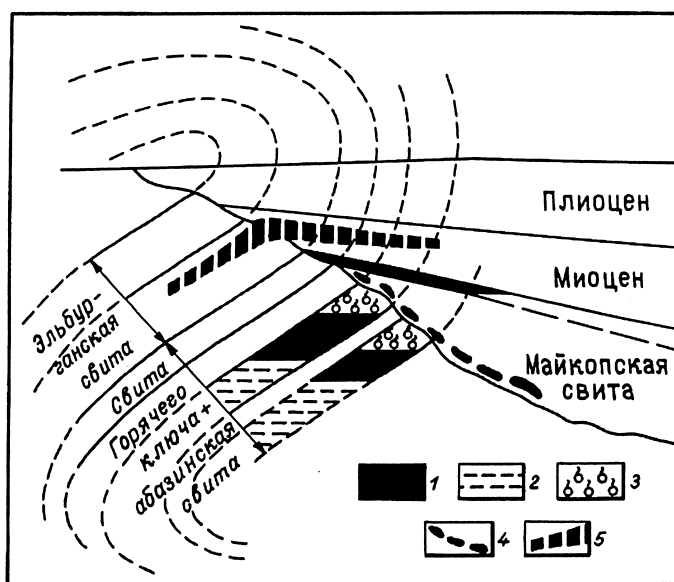


Рис. 7.25. Разрез Ахтырско-Бугундырского месторождения (Западное Предкавказье): 1 — нефть; 2 — подошвенная вода; 3 — газ; 4 — обломки пород, пропитанных нефтью; 5 — молодая переформированная залежь

мытых складок палеогена вследствие продолжающегося подтока нефти в палеогеновых пластах образовались пластовые стратиграфически экранированные залежи, у них даже появились газовые шапки. Залежи сформировались и выше поверхности размыва в более молодых выклинивающихся пластах майкопской толщи, может быть, в том числе и за счет материнских пород, входящих в состав этой свиты.

Перерывы в осадконакоплении играют неоднозначную роль. Они могут быть причиной создания так называемого стратиграфического экранирования, а также являются причиной разрушения залежей. Кроме того, перерывы создают возможность существования проводящей зоны для перетоков флюидов. В месторождениях, объединяемых в группу Боливар, в Маракайбском бассейне продуктивные горизонты находятся в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях. Залежи нефти находятся в миоценовых отложениях, падающих в целом моноклинально на юго-запад. Подстилающие слои палеогена, где также есть залежи, наклонены в противоположную сторону и представляют собой оставшееся от размыва крыло антиклинальной складки. Обе залежи местами объединяются в единую залежь. Очевидно, существует переток нефти из палеоценовых отложений в песчаные пласты миоценового возраста. Нефти палеогена и более глубоких горизонтов сравнительно легкие, а миоценовые песчаные пласты, залегающие близко к поверхности, содержат залежи тяжелой сернистой нефти, которая поступала из более глубоких горизонтов, а затем окислилась.

О длительности формирования залежей свидетельствуют также следы древних водонефтяных контактов (ВНК), обнаруженных во многих месторождениях. Следы эти остаются при разрушении залежи или частичном переформировании ее при некоторой перестройке структуры ловушки. Следы бывших ВНК остаются потому, что на контактах происходят интенсивные химические и биохимические процессы взаимодействия нефти, веществ, растворенных в подстилающих залежи водах, и продуктов жизнедеятельности бактерий, которые обычно здесь селятся. В результате вдоль контактов концентрируются загустевшая нефть, переотложенный кальцит и сульфиды. Все эти вещества образуют своеобразную «пробку», которая после перемещения нефти останется на месте и фиксирует былую подошву залежи (положение водонефтяного контакта).

Среди множества месторождений нефти и газа выделяются две крайние категории. Одна из них включает скопления в самих нефтегазоматеринских слоях, где УВ не испытали существенных перемещений (залежи нефти в нефтематеринской баженовской

свите, скопления газа в угольных пластах и др.). Другую категорию составляют залежи, в которые УВ пришли извне, испытав более или менее длительное перемещение. В подавляющем большинстве случаев формирование скоплений УВ-флюидов происходит наиболее успешно в непосредственной близости от очагов генерации УВ и над ними. При миграции из ближайших очагов в продуктивных горизонтах обычно наблюдаются неодинаковые по размерам залежи, расположенные друг над другом. Помимо неравномерного подтока из близлежащих очагов генерации углеводородов это может объясняться, конечно, и литолого-фациальной изменчивостью пород. Одни литологические разности более благоприятны по своим свойствам для образования в них скоплений, а другие — менее. И.И. Нестеров, И.Н. Ушатинский и другие считают, что в Западно-Сибирском НГБ очаги генерации нефти располагаются в тех же толщах, что и нефтяные скопления, и близко от них. Это говорит о том, что нефти концентрировались в ближайших ловушках, в пластах с хорошими коллекторскими свойствами.

При анализе формирования месторождений можно выделить последовательные этапы заполнения отдельных ловушек. Прежде всего это относится к многопластовым месторождениям, в которых видны достоверные признаки вертикального перетока флюидов, особенно при маломощных разделах (глинистых и др.) между продуктивными пластами. В более верхних продуктивных пластах нефть может иметь меньшую плотность, чем в нижних. Это можно объяснить тем, что при просачивании нефти через плохо проницаемые породы, разделяющие залежи, происходит как бы естественное хроматографирование, более легкие углеводороды легче просачиваются через разделяющие продуктивные пласты глинистые или иные разделы. При хорошей сообщаемости пластов различия в составе нефтей небольшие.

Свидетельством вертикальных перетоков является наличие газовых скоплений в верхних горизонтах продуктивных толщ нефтегазовых месторождений. В месторождении Узень в Западном Казахстане на Мангышлаке скопления газа в меловых отложениях сформировались за счет его перетока из юрских отложений. При этом вверх по разрезу отмечается постепенное снижение содержания в составе газа тяжелых гомологов метана, который как более легкий идет первым. Если перетоки флюидов между пластами осуществляются достаточно свободно и между серией пластов существует гидравлическая связь, в них образуется «масивная» залежь, имеющая единый ВНК. При формировании залежей нельзя не учитывать и направленного напора воды, который может создавать перекосящий нефте- или газоводяного контакта

(более высокий уровень со стороны большего напора при движении воды по пластам), и залежь частично смещается на крыло складки. Такие залежи называют висячими. В случае большого напора вода может вымыть нефть или газ из пласта.

Если межпластовые флюидоупоры более мощные и сложены плохо проницаемыми породами (пластичными глинами и др.), то перетоки затруднены. При наличии залежей с отдельными ВНК, образовавшимися в результате межрезервуарных перетоков, контуры и размеры залежей в вышележащих горизонтах часто меньше, чем в нижележащих, поскольку они образовались позже, хотя бывают случаи, когда верхние залежи имеют более крупные размеры. В этом случае, видимо, играет роль подток газа или нефти не только по вертикали, но и по пластам сбоку. В крупных нефтегазоносных комплексах, разделенных мощными региональными флюидоупорами, первостепенное значение для формирования скоплений имеют «свои» источники генерации углеводородов. Конкретное распределение газовых, нефтяных, газонефтяных и газоконденсатных залежей зависит не только от того, какие углеводороды генерируют материнские толщи и от их связи с природными резервуарами и ловушками, но и от соотношения пластовых давлений и давлений насыщения нефти газом.

Газоконденсатные месторождения имеют свои особенности формирования, которые определяются фазовыми переходами углеводородных растворов. Газовая фаза может переходить в жидкую и наоборот. В процессе погружения сжатие при росте давления приводит к появлению жидкой фазы, содержание которой возрастает до определенного предела. Дальнейшее повышение давления вызывает испарение жидкости и растворение образовавшегося пара в газе. Часть УВ нефти (преимущественно легких) таким образом растворяется в газе. При снижении давления эта часть газовой фазы выпадает в виде конденсата. Кроме того, материнская толща ниже ГЗН может пополнять залежь жирным газом и растворенным в нем легкими жидкими УВ. Содержание жидкой фазы в некоторых месторождениях Днепровско-Донецкого бассейна возрастает от $14 \text{ см}^3/\text{м}^3$ на глубине 2450 м (пластовое давление 25 МПа) до $76 \text{ см}^3/\text{м}^3$ на глубине 4320 м (давление 44 МПа). В некоторых случаях содержание конденсата может достигать $800\text{--}900 \text{ см}^3/\text{м}^3$ при давлении около 82 МПа, как это отмечено в месторождении Тенгиз в Казахстане.

При погружении залежи в более глубокие горизонты в нее начинает поступать сухой газ из материнской толщи, что уменьшает растворимость жидких УВ в газе и тем самым способствует дополнительно образованию конденсата. Не растворившаяся в газе нефть может образовать в нижней части залежи своего рода

экран, в какой-то степени препятствующий поступлению в верхнюю часть залежи новых порций УВ, которые будут перетекать в другие структуры.

При воздымании и снижении давления из парообразной смеси происходит выделение жидких углеводородов и выпадение газоконденсата. Он может забивать тонкие капилляры в пластах и затруднять разработку месторождения.

При постоянном поступлении углеводородов ловушка обычно заполняется полностью (до замка). При погружении ловушки и росте термобарических условий объем УВ в залежи может уменьшаться за счет сжатия газа, растворения газа в нефти, легких фракций нефти в газе, и в связи с уменьшением объема залежь будет заполнять уже не всю ловушку, а часть ее (если, конечно, не приходят дополнительные порции УВ). При подъеме ловушки возникают обратные процессы, и избыток УВ переходит в соседние ловушки или прорывается в более высокие пласты.

Переформирование залежей происходит активно в те периоды, когда изменяется структурный план, раскрываются ловушки, возникают разрывы, способствующие перетоку флюидов. Например, в скибовой зоне Карпат залежи антиклинальных складок были переформированы в результате образования лежащих складок, возникновения покровов, и распределение залежей носит очень сложный характер. Современное размещение залежей отражает прежде всего современный структурный план, начальное расположение нефти и газа может сохраняться только в «запечатанном виде» в случае литологических преобразований пород за пределами залежи (цементация) или по гидродинамическим причинам.

По мере погружения усиливается флюидодинамический фактор за счет поступления в осадочный бассейн новых порций флюидов. Особенно интенсивно субвертикальные перемещения происходят во время активации тектоно-магматической деятельности, когда могут поступать дополнительные объемы флюидов из глубоких горизонтов литосферы. В формировании месторождений могут выделяться несколько фаз или этапов образования залежей.

Формирование месторождений зависит от тектонического режима нефтегазоносных бассейнов. Месторождения во внутренних частях платформ обычно формируются в тектонически спокойных условиях, для которых характерны пологие слабовыраженные поднятия, группирующиеся в валы или развитые на обширных сводах. Фазовый состав залежей и соотношение этих фаз со временем изменяются. Ловушки раннего образования первоначально, возможно, заполнялись газом. В процессе даль-

нейшего погружения и поступления нефтяных углеводородов залежь принимала газонефтяной характер. При еще более глубоком погружении материнских пород в зону преимущественного газобразования усиленное поступление газа трансформирует залежь, нефть будет выжата, легкие углеводороды нефти растворятся в газе, более тяжелые компоненты останутся в порах коллектора. Одним из примеров такого образования является Оренбургское газоконденсатное месторождение, где в порах отмечается присутствие остаточной нефти. Следы предыдущего существования нефтяной залежи, возможно, остались и в Астраханском месторождении.

При общем вздымании бассейна соотношение разных фаз в месторождениях меняется. Газ может отделиться в самостоятельную фазу. Западно-Сибирский бассейн испытал значительный неотектонический подъем. Выделившийся при этом из пластовых вод газ частично растворил нефтяные углеводороды. Вероятно, газоконденсатные месторождения на севере Западной Сибири являются результатом этого процесса.

В краевых погруженных частях платформ условия формирования месторождений имеют свои особенности. Здесь действует важный фактор интенсивного и быстрого прогибания с накоплением отложений большой мощности. В Прикаспийской впадине мощность осадочных образований, видимо, превышает 20 км, во впадинах Баренцева моря более 18 км. Интенсивное погружение в позднепермское-триасовое время, по-видимому, послужило причиной интенсивной генерации газа в глубоких горизонтах и последующего формирования крупнейшего Штокмановского газоконденсатного месторождения и др.

Другой важный фактор — наличие в разрезе соленосных толщ. Они являются благоприятным признаком для нефтегазоносности. Примером этого являются такие крупнейшие бассейны, как Прикаспийский и Мексиканского залива, и менее масштабные, как Предкарпатский. Соленосные толщи, как уже упоминалось, способствуют консервации крупных скоплений и являются мощным структурообразующим фактором. Формирование месторождений происходит в процессе роста соляных куполов, который продолжается длительное время. При этом образуются многочисленные ловушки различного типа. За время роста соляного купола формирование и переформирование залежей, по-видимому, происходит неоднократно. Об этом свидетельствуют перерывы в накоплении осадков, которые возникают при ускоренном росте купола. При конседиментационном развитии купола отдельные пласты выклиниваются к своду, возникают условия формирования литологически экранированных залежей, связанных с

выклиниванием. Разрывы, возникающие при росте структуры, способствуют возникновению залежей тектонического экранирования. Ловушки надсолевых отложений зрелого купола сильно нарушены разрывами. При росте купола в надсолевых отложениях углеводороды в залежах скапливаются раньше всего, затем они могут быть переформированы.

При всех этих преобразованиях одни залежи разрушаются, другие формируются при постоянном перетоке флюидов. В возникших над куполами кепроках наблюдаются следы измененной нефти. Ловушки соляных куполов содержат преимущественно нефтяные залежи, реже залежи нефти с газовыми шапками и редко небольшие скопления газа.

В окраинно-платформенных перикратонно-орогенных бассейнах на окраинах платформ в условиях коллизии с покровно-складчатыми сооружениями условия формирования месторождений напряженные. Такие же условия характерны для бассейнов внутренних частей подвижных поясов. При анализе процессов формирования месторождений в складчатых областях необходимо обращать внимание на тектонический режим развития, и прежде всего на смену этих режимов. Известно, что в складчатых областях интенсивное прогибание сменяется ростом поднятий (инверсия режима), что вызывает перестройку всей флюидодинамической системы, следовательно, переформирование месторождений.

И.В. Высоцкий выделил *кониммерсионные* ловушки, возникающие во время прогибания и накопления осадков благодаря формированию конседиментационных поднятий, наличию перерывов, выклинивания пластов, росту рифовых массивов и др. В этих ловушках могут быть сформированы залежи нефти и газа. Кониммерсионные ловушки свойственны всем бассейнам, но наиболее широко они распространены на платформах. Другая категория — *конинверсионные* ловушки — характерна преимущественно для складчатых областей. Здесь часто развиты высокоамплитудные, быстро развивающиеся антиклинальные складки, осложненные разрывами. Значительные углы наклона пластов, большие перепады давлений обуславливают интенсивное перемещение флюидов. Возникающие разрывы способствуют еще более быстрым перетокам, формированию и переформированию залежей. И.В. Высоцкий считает, что формирование скоплений УВ начинается на ранней фазе инверсии в складчатых областях. На поздней фазе инверсии, когда интенсивность складкообразования увеличивается, усиливается разрывообразование, зарождаются надвиговые системы. В это время свободный газ уходит, нефти дегасируются. Не случайно в Предкавказье и других райо-

нах на складчатых бортах предгорных прогибов преобладают нефтяные месторождения, залежи в которых часто переформированы и неоднородны.

Большая часть нефтегазоносных бассейнов складчатых областей характеризуется из-за несовпадения структурных планов несколькими этажами нефтегазоносности. При этом более нижние этажи при структурообразовании в более молодых верхних этажах подвергаются дополнительным преобразованиям, что может усилить, в частности, генерацию УВ. В условиях длительно развивающейся складчатости, например на погружении юго-восточного Кавказа, нефтеобразование, складкообразование и формирование залежей растянулись на значительный промежуток времени, и эти процессы нельзя считать завершенными и поныне. На хорошо изученных месторождениях Азербайджана (Биби-Эйбат, Кала и др.) миграция нефти вверх по разрезу происходит параллельно с накоплением новых осадочных толщ и их смятием в складки. Перетекание это происходит в несколько этапов, само усиление

складкообразующих деформаций является стимулирующей силой при продвижении нефти вверх. Залежи, образовавшиеся в более низких горизонтах, дают нефть и газ для формирования скоплений УВ в более высоких и более молодых горизонтах. На рис. 7.26 виден характер распределения залежей по разрезу.

В сложных покровно-складчатых структурах, например в Карпатах, в процессе развития надвигов залежи в поднадвиговых структурах попали в условия, значительно отличающиеся от их начального положения, и это отразилось на фазовом составе УВ и их распределении. То же можно сказать про месторождения бассейнов эпиплатформенных орогенов. В них существуют залежи в ловушках, сформировавшихся в пределах блоков, оставшихся от платформенного режима. Ловушки, возникшие значительно

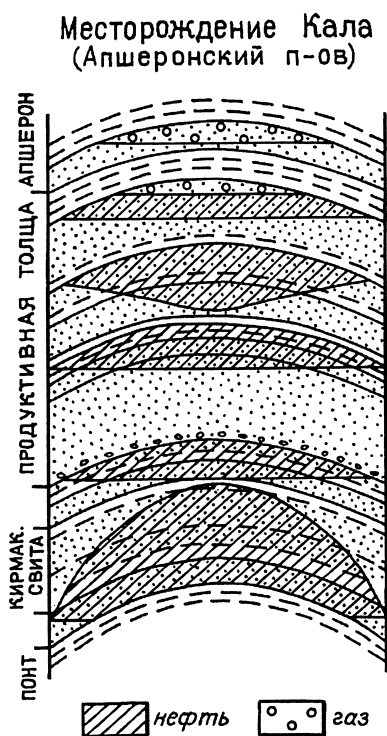


Рис. 7.26. Разрез многопластового месторождения Кала (Апшеронский полуостров)

позже во время активизации тектонических движений в более молодых перекрывающих отложениях, являются основой формирования месторождений в совершенно другом, более молодом структурном этаже. Наиболее благоприятными условиями для формирования крупных месторождений являются такие, при которых мощное прогибание не прерывается существенными складкообразовательными процессами. Это обеспечивает развитие нефтегазоносности почти по всему разрезу нефтегазоносного бассейна: бассейны переходных зон в пределах Тихоокеанского пояса. Например, в Калифорнии в бассейнах Лос-Анджелес и Вентура за сравнительно короткий срок олигоцен-квартера накопилось почти 12 км осадков, при этом существенных складкообразовательных движений не было. Здесь отмечается большой интервал преимущественной нефтеносности на глубине от 500 до 4000 м с формированием крупных месторождений. При этом отмечается очень высокая плотность запасов, достигающая 500 тыс. т/км². На северо-восточном Сахалине и прилегающем шельфе, где мощность накопившихся осадков также велика, а интенсивная складчатость произошла только в конце плиоцена, крупные залежи сформировались по всему разрезу бассейна от олигоцена до плиоцена включительно.

Время формирования месторождений

Существенным представляется установление времени формирования месторождений. Есть несколько способов его определения. Прежде всего следует отметить, что никакая залежь не может сформироваться раньше времени возникновения той ловушки, в которой она находится. При так называемом палеоструктурном методе принимается, что формирование залежи УВ завершается тогда, когда емкость ловушки становится равной объему залежи. Это, конечно, не во всех случаях корректно, так как объем УВ в залежи может изменяться по разным причинам и в разное время, например, объем газа в залежи может сократиться при погружении и возрастании давления.

Для тектонически экранированных залежей начало их формирования определяется по времени формирования разрывного нарушения (хотя время это тоже может быть очень растянуто). Для стратиграфически экранированных залежей можно предположить, что формирование произошло несколько позже, чем время накопления нижних слоев несогласно залегающих отложений (хотя не всегда известно, когда в действительности стали поступать УВ).

Как уже говорилось, миграция УВ происходит длительное время, и известно много случаев, когда существовавшая залежь

разрушалась, а затем вследствие продолжавшегося подтока нефти формировалась в этих же пластах снова после их размыва и несогласного перекрытия более молодыми слоями (Ахтырско-Бугундырское, Забзенское и другие месторождения на Кубани). В этом случае можно довольно точно определить время начала формирования залежей в этих размывших пластах (см. рис. 7.25).

В.И. Высоцкий полагал, что в тех случаях, когда современная ловушка не заполнена нефтью до предела (до замка), важно установить, заполнялась ли эта ловушка когда-либо полностью, и вносить коррективы с учетом роли последующего погружения (при котором объем, возможно, уменьшился) или каких-либо других событий. Первоначальное положение залежи можно установить по следам бывших ВНК, которые отражаются во вторичных преобразованиях пород вблизи древних водонефтяных контактов. Эти наблюдения можно использовать как один из способов определения времени формирования или переформирования залежи. В некоторых случаях древние ВНК, которые располагались когда-то на одном уровне в период формирования залежи, в настоящее время оказались расположенными на разных уровнях в разных блоках, разделенных разломами. По возрасту образования разрывов можно определить время этого события.

Метод давления насыщения, предложенный В. Гассоу и А. Леворсеном, основан на допущении, что заполнение ловушки нефтью происходит в момент ее наибольшего насыщения газом (т.е. когда она наиболее подвижна). При этом допущении, зная давление насыщения, можно определить глубину образования залежи (если распределение давлений не было аномальным). По величине давления с учетом обычного гидростатического градиента 0,1 МПа на 10 м определяется глубина (т.е. мощность отложений), на которой находилась залежь во время своего образования. Затем из общей мощности разреза над залежью, начиная от ее верхнего ограничения, вычитается эта глубина (или мощность). По возрасту самых нижних горизонтов, оставшихся после вычитания отложений, и определяется время заполнения ловушки и формирования в ней залежи. Это возможно только в непрерывном разрезе при отсутствии перерывов.

Историко-генетический метод основан на установлении времени погружения нефтематеринской толщи в ГЗН. В основе метода лежит допущение о том, что залежь начинает формироваться сразу же за генерацией УВ. Временная граница начала массовой генерации определяется по возрасту отложений, завершающих перекрытие нефтематеринской толщи при вступлении ее в ГЗН. Если природные резервуары тесно связаны с нефтематеринской

толщей, этот метод хорошо использовать, учитывая время начала эмиграции. Т.А. Ботнева и Г.Н. Молодых таким образом определили время формирования скоплений нефти в Прикумской зоне Восточного Предкавказья как средний миоцен, а на складчатом борту Среднекаспийского прогиба — конец миоцена. Б. Тиссо и другие показали, что нефть месторождения Хасси-Месауд в Алжире скопилась не раньше, чем материнские породы нижнего силура погрузились на глубину более 2 км.

Для установления возраста газовых залежей существуют свои методы. Они основаны на определенных допущениях. При объемном методе, предложенном А. Леворсеном, допускается, что современная залежь находится в неизменном состоянии с момента ее образования. Если даже объем газа меньше объема пустот ловушки, то предполагается, что это произошло только в результате увеличения давления, т.е. вследствие погружения. Объем ловушки, естественно, измениться не мог. Согласно закону Бойля—Мариотта,

$$P_0 V_0 = P_1 V_1,$$

где P_0 — давление во время формирования залежи; V_0 — объем порового пространства ловушки; P_1 — современное пластовое давление на уровне газодляного контакта; V_1 — объем порового пространства ловушки, ныне занятого газом.

Исходя из равенства произведений давлений на объемы можно рассчитать давление, при котором формировалась залежь:

$$P_0 = P_1 V_1 / V_0.$$

При дальнейших упрощениях, принимая нарастание давления по закону гидростатики (примерно 0,1 МПа на 10 м) с учетом плотности воды, можно определить глубину формирования залежи. Вычитая мощность из общей мощности отложений вверх по разрезу от залежи, можно определить отложения (если нет перерывов), во время накопления которых образовалась залежь. Возраст этих отложений и будет соответствовать времени образования залежи. Давление формирования залежи P_0 рассчитывается с учетом поправок на приведенную температуру F :

$$F = (273 + t_0) / (273 + t_1),$$

где t_1 — современная пластовая температура на уровне газодляного контакта, t_0 — то же во время завершения образования залежи.

При этом также необходимо учитывать сжимаемость газа как во время образования залежи, так и в условиях современной залежи, которые определяются по таблицам.

Расчеты для месторождений Каневско-Березенской зоны газонакопления в Азово-Кубанском бассейне показали, что часть из них образовалась в начале эоцена, а другая — на рубеже эоценового и олигоценового времени. Интересным представляется предложение определять время начала формирования газовой залежи по началу выделения газа из газонасыщенной пластовой воды при снижении давления. Зная распределение давлений в бассейне (ориентировочно по глубине), можно выделить ловушки, находящиеся выше глубин, давления на которых соответствуют давлениям газонасыщения пластовых вод. В этих ловушках можно прогнозировать газовые залежи. Допустим, давление газонасыщения составляет 10 МПа, все ловушки, лежащие ниже глубины 1 км, не будут содержать свободных газовых скоплений, так как газ находится в воде в растворенном состоянии. Все ловушки, расположенные выше этой глубины, могут содержать газовые залежи, так как газ при более низком давлении, чем давление газонасыщения 10 МПа, будет выделяться в свободную фазу. То же относится и к формированию газовых шапок. Они образуются, только когда давление в верхней части нефтяной залежи становится меньше, чем давление насыщения нефти газом.

На такой идее Л.И. Ровнин и Н.Н. Ростовцев проводили работы по поиску газа в Западной Сибири. Они предположили, что в недрах выявленной геофизическими методами Уренгойской структуры газонасыщенные водоносные пласты сеномана лежат на глубине, где давление дает возможность газу выделиться в свободную фазу. Первая пробуренная скважина подтвердила это предположение, и крупнейшее месторождение газа (а вместе в нем газоконденсата и нефти) было открыто. Та же методика была применена на ряде других месторождений.

Существуют и другие методы определения времени формирования скоплений газа. Некоторые из них основываются на тех же принципах, что и методы поисков. К последним относится, например, замер диффузионного потока от газовой залежи (газовая съемка). Диффузионный поток постепенно продвигается от возникшей залежи, и чем она древнее, тем поток дальше продвинулся. Существуют методы определения возраста по количеству накопившихся в скоплении газа некоторых изотопов, таких, как ^4He и ^{40}Ar . Все известные методы имеют значительные погрешности. Для наиболее реального представления о путях и времени формирования необходимо учитывать все возможные источники поступления газа, которых в природе очень много.

При рассмотрении вопроса о времени формирования залежей и месторождений нефти и газа возникает вопрос о скорости их формирования. Удовлетворительный ответ найти трудно, так как

из изложенного ясно, что во многих случаях подток УВ и формирование (а также разрушение) скоплений идет постоянно. Но в некоторых случаях можно все же сделать определенные выводы. Продуктивная толща Апшерона относится к плиоцену, поэтому возраст нефтегазовых скоплений в ней вряд ли превышает первые миллионы лет. Соответственно можно рассчитать и скорость. Еще увереннее можно говорить о скоростях, когда нефтесодержащая структура является совсем молодой. И.В. Высоцкий приводит пример по месторождению Минас в Центрально-Суматринском бассейне в Индонезии. Структура, содержащая 1,4 млрд т нефти, возникла на рубеже плиоцена и плейстоцена (около 1,7 млн лет тому назад). Отсюда можно рассчитать скорость, с которой накапливалась нефть в этой структуре. Она составляет более 800 т в год. Эта высокая скорость была обеспечена активной геодинамической обстановкой в той островодужной системе, частью которой является о. Суматра. Высокие скорости накопления нефти также предполагаются в месторождениях, заключенных в молодых плиоценовых отложениях Калифорнии (от 150 до 400 т в год). В одном из крупнейших месторождений Боливар (Маракаибский бассейн) подток углеводородов в миоценовые слои после их отложения по расчетам составляет 500—700 т в год. Возможно, это происходит за счет переформирования расположенной ниже олигоценовой залежи (рис. 7.27). На платформах, где формирование структур происходит длительное время, скорость подсчитать, конечно, труднее, видимо, там величины будут не столь высоки. И все же почти в каждом бассейне есть тот сравнительно короткий этап, во время которого и происходит «собрание» основной массы УВ в ловушки. Во многих случаях это связано с молодыми неотектоническими движениями, активизацией тектонического режима даже на платформах.

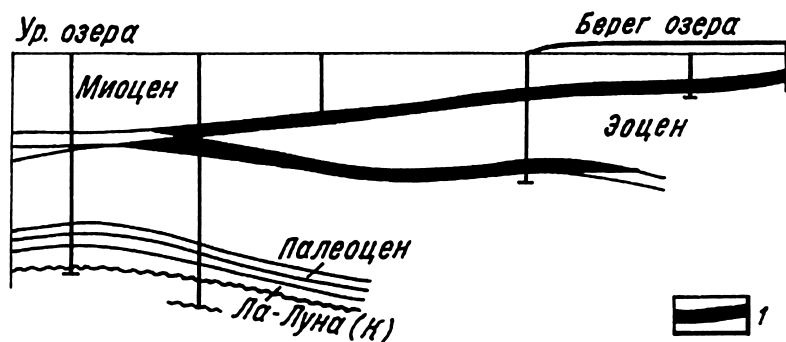


Рис. 7.27. Разрез месторождения Боливар: 1 — нефть

ГЛАВА 8

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН — ОСНОВНОЙ ЭЛЕМЕНТ НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

8.1. НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Образование, перемещение и накопление углеводородов и сохранность скоплений нефти и газа реализуются в нефтегазоносных бассейнах, являющихся целостными относительно автономными природными системами, в осадочных породах которых под влиянием внешних и внутренних факторов за счет рассеянного органического вещества образуется основная масса углеводородов нефти и газа. Нефтегазоносный бассейн в генетическом отношении является основной единицей нефтегазогеологического районирования. *Бассейны обычно связаны с областями устойчивого и длительного погружения и накопления осадочных пород, мощность, состав и строение которых обеспечивают генерацию углеводородов и образование их скоплений.*

Впервые термин «нефтегазоносный бассейн» был использован В.Е. Хайным в 1952 г. при описании нефтегазоносных районов южных регионов СССР. И.О. Брод развил представление о нефтегазоносных бассейнах и придал ему современное значение, которое стало использоваться с 40–50-х годов XX в. многими исследователями (Н.А. Еременко, И.В. Высоцкий, В.Б. Оленин, Л. Уикс и др.) наряду с понятием «нефтегазоносная провинция». Смысл использования термина «нефтегазоносный бассейн» обусловлен стремлением отразить связь нефтегазообразования и формирования залежей с осадочными бассейнами. Этот термин аналогичен, например, терминам «угленосный бассейн», «соленосный бассейн» и т.д.

Использование слова «провинция» представляется подходящим для более широкого районирования, не всегда имеющего генетический смысл. Понятие провинции появилось раньше, оно было введено Э. Вудрофом и Ч. Шухертом еще в 1919 г. Э. Лиллей (1923) относил к провинциям значительные территории, включающие нефтегазоносные и разделяющие их площади, объединяемые либо структурным единством, либо географической

близостью (например, провинции Скалистых гор, Галф-Коста в США и др.). В пределах провинции выделялись области, межгорные впадины, своды, при этом впадины назывались бассейнами. С тех пор термин «провинция» широко использовался и используется многими исследователями (Н.Ю. Успенская, А.А. Бакиров и др.), в том числе при территориальном разделении нефтегазоносных районов (например, карта нефтегазоносных провинций под редакцией В.В. Семеновича). При выделении провинций основным принципом является структурный признак (провинции склонов платформ, подвижных поясов). Иногда этот термин соответствует какому-либо крупному тектоническому элементу (например, Тимано-Печорская провинция, она же синеклиза).

И.О. Брод (1962) определил нефтегазоносный бассейн как область длительного устойчивого прогибания земной коры. Под нефтегазоносным бассейном он понимал замкнутые или частично замкнутые впадины или прогибы, содержащие в разрезе осадочной толщи горизонты с залежами нефти и газа. В своей классификации он выделял, в частности, бассейны платформенных областей, предгорные и межгорные, с учетом сложности строения фундамента и характера его обрамления. Было предложено много других более дробных классификаций осадочных нефтегазоносных бассейнов. В основу одних положен тектонический (структурный) принцип, другие построены по генетическому принципу. С появлением к началу 70-х годов XX в. теории тектоники литосферных плит классификация нефтегазоносных бассейнов стала строиться в соответствии с принятой в этой теории терминологией структурных элементов.

Нефтегазоносность осадочного бассейна является его свойством, которое закономерно проявляется на определенных этапах его существования. В ходе эволюции осадочный бассейн становится вначале газоносным, потом нефтегазоносным. Если процессы нефтегазообразования замирают, то бассейн превращается в остаточно-битуминозный.

Эволюция осадочного бассейна и превращение его в нефтегазоносный представляется достаточно сложным и длительным прерывисто-непрерывным процессом, определяемым, в частности, тектоническими закономерностями, контролирующими формирование структурных элементов земной коры, в пределах которых эти бассейны располагаются.

Формирование земной коры, приводящее к образованию осадочных бассейнов, протекает в определенном направлении от структуры океанического ложа через подвижные пояса окраинных морей и островных дуг к окраинным и межконтинентальным орогенам, платформам и эпиплатформенным, внутриконтинен-

тальным орогенам. Глобальный процесс определенным образом сопровождается созданием нефтегазоносных осадочных бассейнов, приуроченных к областям погружения консолидированной коры. Они располагаются как во внутренних частях основных структурных элементов (платформ, подвижных поясов), так и в пограничных между этими элементами переходных зонах. Благоприятными условиями для создания нефтегазоносных бассейнов являются, как правило, зоны сочленения различных типов земной коры: стык континент—океан, подвижный пояс—платформа, эпиплатформенный ороген—платформа.

По мере увеличения длительности существования отдельных структурных элементов земной коры наблюдается увеличение стратиграфического диапозона, качественного и количественного разнообразия самой нефтегазоносности приуроченных к ним бассейнов.

Следует различать два понятия: *этапность* тектонического развития осадочных бассейнов и *стадийность* развития собственно нефтегазоносного бассейна, оказывающую влияние на качественную и количественную характеристику его нефтегазоносности.

Эволюция осадочного бассейна и превращение его в нефтегазоносный представляет собой достаточно сложный и длительный прерывисто-непрерывный процесс, подчиняющийся тектоническим законам и находящийся в тесной зависимости от развития платформенных, подвижных (геосинклинальных), складчатых и океанических областей, в пределах которых он формируется. От того, как и по какому пути пойдет развитие бассейна, в конечном счете зависит и его нефтегазоносность.

История существования осадочного бассейна в общем виде состоит из трех основных этапов: 1) *заложения*, или инициального; 2) *главного*, или нефтегазогенерационного; 3) *разрушения*, или денудационного. Первый отвечает условиям зарождения и в аспекте тектонического развития для подавляющего числа бассейнов связан с рифтогенезом. Возникшие впадины и прогибы заполняются отложениями различного, часто грубообломочного состава, нередко угленосного или осадочно-вулканогенного типа. В бассейне еще отсутствуют породы, достигшие стадии среднего катагенеза; поэтому может генерироваться в основном газ. Неблагоприятны, за рядом исключений, условия для аккумуляции углеводородов, так как движения, формирующие ловушки, проявляют себя только в конце этапа. Вторым этапом характеризуется пострифтовое погружение и расширением бассейна — мощными и длительными процессами общего прогибания, осадконакопления и проявлением катагенеза отложений. На этом этапе

создаются условия, благоприятные для генерации, аккумуляции и консервации нефти и газа. Главный этап развития осадочного бассейна распадается на отдельные стадии и подстадии. Следует учесть, что длительные перерывы в осадконакоплении отрицательно сказываются на условиях нефтегазоносности бассейна, в то время как кратковременные могут способствовать формированию ловушек.

На третьем, позднем этапе развитие бассейнов может идти двумя путями: либо оно является относительно слабым поднятием или слабым погружением, либо осадочное выполнение бассейна испытывает инверсию, обычно частичную, что способствует его денудации и перераспределению залежей углеводородов. При дроблении бассейны, подвергаясь действию разрушительных сил, тектонических деформаций, превращаются в остаточно-битумные. В более глубоких горизонтах залежи могут сохраниться, но нередко происходит их перераспределение. Следует считать, что тектонические деформации, характерные для третьего этапа развития бассейна, могут иметь двоякое происхождение. Одни связаны с импульсами сжатия, вызывающими складчато-сдвиговые дислокации преимущественно в бортовых зонах бассейна, другие — с перераспределением материала пластичных толщ, залегающих в разрезе осадочного выполнения бассейна; они создают складчатые дислокации в его центральной части.

Таким образом, развитие собственно нефтегазоносных бассейнов охватывает конец этапа заложения осадочного бассейна, когда в нем зарождаются первые, еще ограниченные скопления газа и, возможно, нефти, — ранняя стадия, затем целиком главный нефтегенерационный этап, отвечающий одной или несколькими средними стадиям, и начало заключительного этапа — поздняя стадия, когда в силу или энергичного погружения, или воздымания условия образования и накопления нефти и газа исчезают.

Конкретный характер нефтегазоносности осадочного бассейна, специфика его строения, вертикальная и площадная зональность размещения скоплений нефти и газа в определенной степени определяются направленностью тектонического развития.

Главный этап формирования осадочного бассейна предопределяет масштаб его нефтегазоносности. Отсюда важной задачей является палеотектонический анализ эволюции нефтегазоносного бассейна и выявление тех стадий существования бассейна, на которых имели место оптимальные условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Исходя из вышесказанного общая классификация, объединяющая как хорошо известные бассейны с выясненными усло-

виями формирования месторождений, так и бассейны, в которых нефтегазоносность только предполагается, бассейны, располагающиеся не только на континентах, но и в пределах структуры океанического типа, должна создаваться на тектонической основе с учетом стадийного уровня развития.

Таким образом, конкретный характер строения и нефтегазоносности бассейна, или, другими словами, тип бассейна с присущими этому типу особенностями нефтегазоносности, в значительной степени определяется его тектоническим положением и уровнем развития.

Нефтегеологический режим бассейна находит свое выражение в специфике условий формирования нефтегазоматеринских отложений, типах и времени образования очагов нефтегазообразования, качественной и количественной характеристике нефтегазоматеринского потенциала бассейна, корректности соотношения в разрезе нефтегазопроизводящих и нефтегазовмещающих горизонтов, типах зон возможного нефтегазонакопления и пространственно-временных соотношениях последних с очагами нефтегазообразования. Понятие нефтегазогеологического режима включает также условия жизни самого бассейна, определяемые подвижностью и типом земной коры, длительностью прогибания и скоростью накопления отложений, контрастностью и взаимоотношением вертикальных и горизонтальных движений, обстановками проявления факторов катагенеза, тепловой истории бассейна, его флюидодинамики. Изменение нефтегазогеологического режима приводит к трансформации строения всего бассейна и изменению его нефтегазоносности.

В основу приводимой ниже эволюционно-тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов положены представления о зависимости нефтегазоносности бассейнов от направленности и уровня их развития, что, в свою очередь, определяется тектонической природой и уровнем развития данного участка земной коры.

По тектоническому положению и направленности развития, а следовательно, условиям накопления и преобразования осадочных пород, условиям нефтегазообразования и нефтегазонакопления все типы бассейнов относятся к трем крупным группам: *платформ (кратонов)*, *подвижных поясов* и *переходных зон* (табл. 8.1). Выделение типов нефтегазоносных бассейнов первых двух групп в настоящее время может рассматриваться как общепринятое, поскольку различия в нефтегазообразовании и нефтегазонакоплении на платформах и в подвижных поясах очевидны и подчеркиваются всеми исследователями. Группа переходных зон между этими двумя крупными геотектоническими элемента-

Эволюционно-тектоническая классификация нефтегазоносных бассейнов

Тип	Подтип	Класс	Бассейны
Платформ	Внутри-платформенный	Рифтовый	Рейнский, Красноморский, Днепрово-Донецкий
		Синеклизный	Среднерусский, Мичиганский, Иллинойсский
		Эпиплатформенно-орогенный	Ферганский, Таримский, бассейны Скалистых гор
	Окраинно-платформенный	Перикратонный	Ливийско-Египетский, Северо-Черноморский, Баренцевоморский
		Складчато-платформенный	Средне-Каспийский, Азово-Кубанский, Каракумский, Персидского залива
		Наложенных синеклиз	Прикаспийский, Иркутский
Подвижных поясов	Острово-дужный	Фронтально-дуговой	Тонга, Никобарский
		Междуговой	Кагаан, Бауэрс, Симосимо
		Тыльнодуговой	Охотско-Западно-Камчатский, Южно-Охотский, Северо-Яванский, Саравакский
	Складчато-орогенный	Складчатый (синклинорный)	Сахалино-Хоккайдский, бассейны Тайваня
		Межгорных впадин	Паннонский, Южно-Каспийский, Маракаибский
Переходных зон от континентов к океанам	Пассивных окраин	Рифтовый	Камбейский, Баийя, Восточно-Канадский, Святого Лаврентия, Индо-Шриланкийский
		Периконтинентально-пострифтовый	Нигерийский, Гвинейский, Габонский, Ангольский
	Активных окраин	Периконтинентально-трансформный	Гуаякильский, Вентура, Санта-Барбара, Лос-Анджелес, Санта-Мария

ми, в том числе активные континентальные окраины, характеризуется специфическими особенностями.

Нефтегазоносные бассейны образуются на всех этапах крупных тектонических циклов (*циклы Вилсона*), понимаемых как периоды от распада одного суперконтинента и образования океанов атлантического типа до закрытия этих океанов с возникновением нового суперконтинента. Суперконтинентом, существовавшим ближе всего по времени к нашей эпохе, являлась позднепалеозойская—раннемезозойская (доюрская) Пангея. В более раннее время, к началу позднего протерозоя, предполагается существование суперконтинента Родиния, а в венде—кембрии предположительно был еще один суперконтинент — Паннотия.

Началу распада суперконтинента обычно предшествовал континентальный рифтинг с утонением коры и подъемом выступа астеносферы — мантийного диапира. Часть рифтовых зон затем испытывала спрединг, в результате которого образовывались молодые океанические впадины, другая часть рифтов отмирала, в погребенном виде они выделяются в качестве авлакогенов. Над многими рифтами формировались широкие выположенные впадины — синеклизы, заполнявшиеся осадками (синеклизные бассейны), часть рифтов испытывала инверсию с преобразованием во внутриплатформенные (интракратонные) складчатые зоны с осадочными бассейнами внутри них или по их периферии.

В процессе формирования океанов обращенные к ним края раздробленного суперконтинента становились пассивными континентальными окраинами; рифтовая стадия их развития сменялась пострифтовой-дрифтовой, на которой собственно и формировались маргинальные (краевые, перикратонные или перикратонно-океанические) бассейны пассивных окраин того типа, который сейчас развит вдоль западной окраины Африки и вдоль восточной окраины Южной Америки (бразильско-ангольский тип), являющихся нефтегазоносными.

По мере расширения океана вблизи края континента появляются зоны субдукции, а над ними — вулканические островные дуги, отделенные от него окраинными морями и обрамляемые со стороны океана глубоководными желобами. Тем самым пассивная окраина перестраивается в активную типа современной западной окраины Тихого океана. Перед дугами могут формироваться преддуговые бассейны, за ними располагаются задуговые (тыльнодуговые). При тектоническом расщеплении островных дуг образуются междуговые бассейны.

Если процессы субдукции длительно идут по одну или по обе стороны океана, то в результате это приводит к полному его замыканию, как это произошло с Тетисом, заместившимся в кайно-

зое Альпийско-Гималайским поясом, а ранее с Палеоазиатским океаном, породившим Урало-Монголо-Охотский орогенный пояс. В случае с Тетисом одна из окраин — южная — все время оставалась пассивной, продвигаясь навстречу противоположной, активной окраине. Возникшие в таких условиях орогены именуется *коллизийными* или *межконтинентальными*. Они, так же как и окраинно-континентальные, на заключительной стадии своего развития могут испытать внутренний рифтинг с образованием соответствующих впадин-бассейнов, как, например, в Западном Средиземноморье и в Черноморско-Каспийской области; в них могут сохраниться и остаточные впадины с океанической корой, как в Восточном Средиземноморье.

Орогены рано или поздно под влиянием гравитационного коллапса и денудации утрачивают мощную кору и горный рельеф, испытывают опускание и превращаются в фундамент молодых платформ типа Западно-Сибирской или Туранской. В основании их чехла сохраняются рифтогенные грабены, а над ними накапливаются осадочные толщи, слагающие пострифтовые бассейны. Многие крупные бассейны, в частности Западно-Сибирский, Прикаспийский, Североморский, имеют в своем основании крупные, мощные рифтовые системы и(или) тройные сочленения.

Платформенные бассейны распространены как на древних, так и на молодых платформах и содержат крупнейшие на планете скопления нефти и газа. Примером может служить Западно-Сибирский бассейн с гигантскими месторождениями: Самотлорским, Уренгойским, Бованенковским и др. (рис. 8.1). Платформенные бассейны и месторождения объединяют общие признаки:

1) в целом изометрическая или близкая к ней форма бассейнов в плане, месторождения нередко больших размеров — до сотен и тысяч квадратных километров, связанных с пологими положительными структурными формами (своды, валы с углами падения на крыльях, измеряемыми единицами градусов или даже

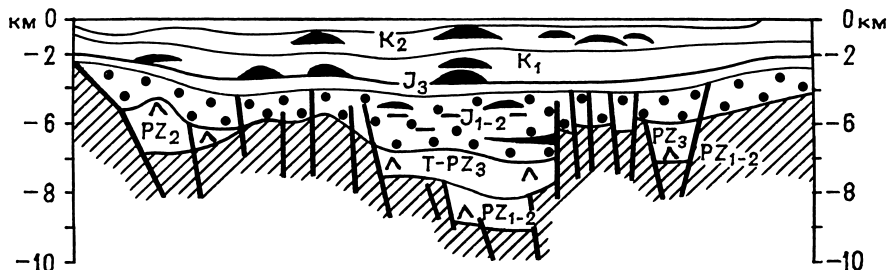


Рис. 8.1. Схематический широтный разрез Западно-Сибирского бассейна

десятками минут); вблизи крупных разрывных нарушений наклон слоев может быть больше. Амплитуды поднятий составляют десятки—первые сотни метров;

2) широкое распространение карбонатных коллекторов (в том числе рифогенных) и соленосных пород-экранов;

3) развитие стратиграфических и литологических ловушек, сравнительно слабая дизъюнктивная нарушенность;

4) значительные масштабы нефтегазоносности, наличие крупных, крупнейших и уникальных месторождений.

Эти особенности в общем свойственны и бассейнам пассивных континентальных окраин.

Платформенный тип образован двумя эволюционно-генетическими подтипами бассейнов: внутриплатформенными — интракратонными и окраинно-платформенными — перикратонными (рис. 8.2). Первый подтип включает классы

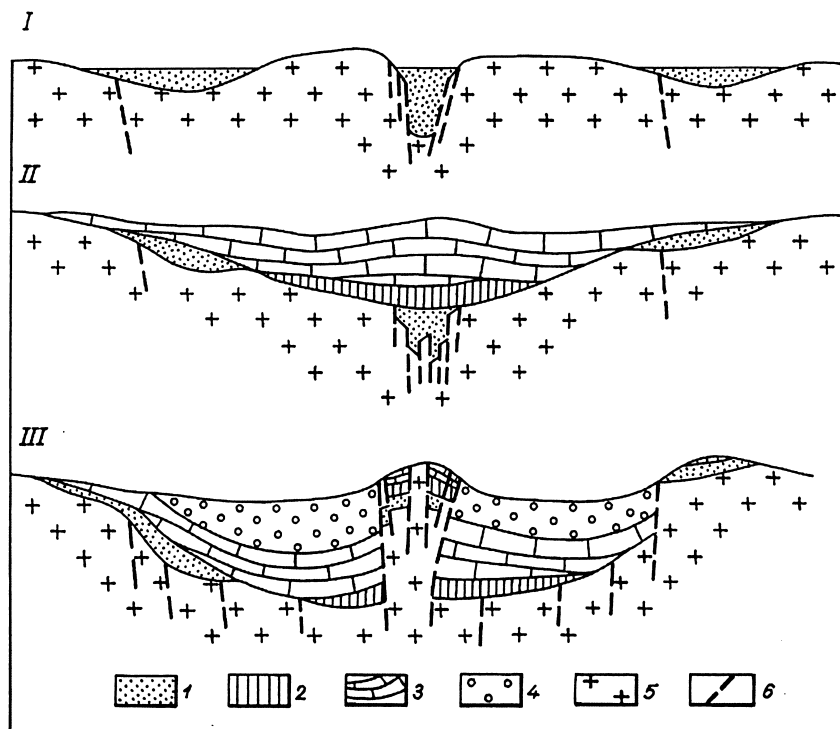


Рис. 8.2. Схема развития внутриплатформенных нефтегазоносных бассейнов. Отложения: I — осадочно-вулканогенные; 2 — терригенно-карбонатные; 3 — карбонатно-эвапоритовые; 4 — молассы; 5 — фундамент; 6 — разломы. Стадии развития бассейнов: I — рифтовая, II — синеклизная, III — платформенно-орогенная

рифтовый и синеклизный, второй — собственно перикратонный и перикратонно-орогенный, к которому можно отнести бассейны современных пассивных окраин — перикратонно-океанические (см. табл. 8.1).

Выделенные классы отвечают основным этапам формирования осадочного чехла в пределах платформ. В целом для бассейнов платформенного типа характерны длительность существования и прямая унаследованная связь в развитии бассейнов поздних классов от бассейнов более ранних классов. Это приводит к усложнению строения бассейнов и увеличению стратиграфического диапазона их нефтегазоносности. Эти бассейны в настоящее время могут существовать как активно развивающиеся (современная разновидность) и представлять собой ископаемую разновидность, когда процессы прогибания и накопления отложений в их пределах давно прекратились.

Подтип *внутриплатформенных (интракратонных)* бассейнов объединяет около 120 бассейнов, приуроченных к областям прогибания в теле древних и молодых платформ. Внутриплатформенным бассейнам ранней стадии отвечает класс рифтовых бассейнов, средней — бассейнов синеклиз, возникающих над рифтовыми структурами. В результате эпиплатформенного внутриконтинентального орогенеза могут возникнуть эпиплатформенно-орогенные бассейны с односторонним или всесторонним горным обрамлением. Этот класс бассейнов резко отличается своими особенностями. Формирующиеся в нем месторождения по своему строению ближе к таковым подвижных поясов, поэтому эти бассейны рассматриваются в орогенном подтипе соответствующего типа как внутриконтинентально-орогенные.

Рифтовые бассейны возникают при дроблении платформы, раздвижении отдельных блоков и образовании грабенов или грабенообразных линейных прогибов. Эти прогибы заполняются преимущественно терригенно-вулканогенными и отчасти карбонатными толщами мощностью до нескольких километров. Рифтовый класс объединяет около 20 бассейнов. Реально нефтегазоносными являются бассейны Припятский, Днепровско-Донецкий, Суэцкого залива, Красного моря, Мертвого моря, Тюрингский, Амадиес, Св. Лаврентия, Шотландский, Западно-Английский. К категории проблематично нефтегазоносных следует отнести Байкальский, Пачелмский, Вятский бассейны, некоторые грабены Восточно-Африканской рифтовой системы (оз. Альберта, Танганьика и др.), Лиманский и Ронский (во Франции), Акаба (север Красного моря) и др.

По степени активности все бассейны могут быть подразделены на две группы: современных рифтовых зон и ископаемых

рифтов — авлакогенов, остановившихся в своем развитии в далеком или не очень далеком прошлом. К последним относятся Пачелмский, Вятский, Амадиес, Св. Лаврентия.

Для бассейнов рассматриваемого класса характерно разнообразие литологических типов пород, участвующих в их строении, значительные (до 5—7 км) мощности разрезов. Основным типом зон нефтегазонакопления является горстовый, а также поднятые структуры плечей рифтов и антиклинальные поднятия. Так как высокий тепловой поток свойствен всей площади бассейна, то наиболее характерно совмещение в плане зон нефтегазонакопления и очагов нефтегазообразования. Однако высокая подвижность коры бассейнов приводит к переформированию ловушек и, следовательно, к ухудшению условий сохранения ранее сформировавшихся залежей.

Более древние бассейны, в которых материнские толщи прошли ГЗН, преимущественно газonosны; современные, длительно-го развития, преимущественно нефтеносны; бассейны новейшего формирования характеризуются процессами газообразования. Большое значение имеют характер и строение нефтематеринских и нефтеносных толщ, их потенциал, а также роль покрышек, особенно региональных. Для формирования наиболее крупных скоплений углеводородов большую роль играют соляные покрышки.

Среди бассейнов этого класса наиболее изученными являются бассейны Суэцкого залива и Рейнский. В бассейне Суэцкого залива находится крупное месторождение Эль-Морган (рис. 8.3). Продуктивные горизонты приурочены преимущественно к отложениям миоцена. Основной тип залежей — нефтяной. Небольшие скопления газа имеются и в Рейнском бассейне.

Синеклизный класс включает 70 бассейнов, выделяемых на всех континентах мира и отличающихся огромной нефтеносностью, некоторые из них содержат месторождения-гиганты. Формирование нефтегазonosных толщ в этих бассейнах, как правило, происходило в мелководных водоемах за счет поступления обломочного материала с окружающих пространств.

При не компенсированном осадками прогибании, ограниченности сноса обломочного материала и жарком климате происходило формирование карбонатно-эвапоритовых толщ. В более влажном, гумидном климате формируются темноцветные кремнисто-глинистые толщи, обогащенные органическим веществом типа баженовской свиты верхневолжско-берриасового возраста в Западной Сибири. Катагенез отложений связан с процессом последовательного погружения пород на все большую глубину и прохождением ими зон с более высокими температурами. Этому в значительной степени способствует унаследованный

в плане характер расположения ванн прогибания—депоцентов различных стадий существования бассейнов. Обычно в бассейнах древних платформ преобладают нефтяные месторождения.

В пределах платформ России и ближнего зарубежья выделяется более десяти бассейнов этого класса. Некоторые из них располагаются на древних платформах (Балтийский, Среднерусский) и сложены главным образом верхнепротерозойскими и палеозойскими толщами, некоторые — на молодых платформах (Западно-Сибирский, Чу-Сарысуйский, Сырдарьинский) и образованы отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена. В структурном отношении внутриплатформенные бассейны в нижних частях выражены рифтовыми грабенами, а в верхних — обширными синеклизами.

Зоны нефтегазонакопления в основном антиклинального типа. Их образование связано с обширными сводовыми поднятиями, располагающимися над выступами фундамента (например, Нижневартовский и Сургутский своды Западной Сибири), или с вытянутыми валами инверсионного происхождения, располагающимися над грабеновыми зонами фундамента (поднятие Уренгойского месторождения над Колтогорско-Уренгойским грабеном, см. рис. 8.1).

На Западно-Европейской платформе располагается Североморский, Англо-Парижский, Аквитанский и другие небольшие бассейны. Крупные бассейны выделяются в Северной Амери-

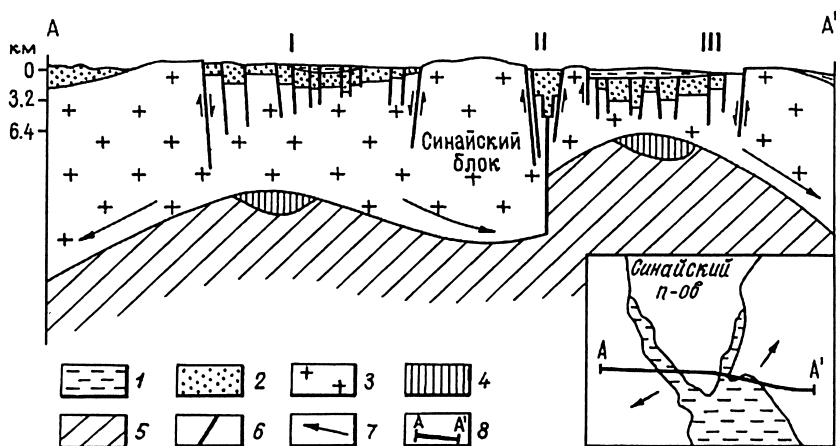


Рис. 8.3. Строение бассейнов Суэцкого залива, залива Акаба и севера Красного моря (Томсон, 1976): 1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — докембрийский фундамент; 4 — магма; 5 — астеносфера; 6 — разломы; 7 — направление движений; 8 — линия разреза; I — Суэцкий залив, месторождение Эль-Морган; II — залив Акаба; III — Красное море

ке (Пермский, Западный Внутренний, Виллистонский, Мичиганский, Иллинойсский, Баффинов и др.), в Южной Америке (Амазонский, Мараньон, Паранский, Сан-Франсиску), в Африке (Чад, Конго и др.), в Азии (Ордос, Сунляо, Желтого моря, Восточно-Китайский, Северо-Китайский и др.), в Австралии (Боуэн-Сурат, Восточный Внутренний и др.).

Значительное количество бассейнов находится на стадии формирования собственно синеклизы. Следует различать бассейны, продолжающие развиваться как области мощного осадконакопления (Западно-Сибирский), и бассейны, уже остановившиеся в своем развитии на уровне синеклизы (Мичиганский, Иллинойсский, Англо-Парижский).

Основанием Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна являются складчатые образования докембрийского, каледонского и герцинского возраста, представленные в основном метаморфизованными в разной степени осадочными и отчасти магматическими породами. В поздней перми и триасе произошел рифтогенез, и отложения этого возраста выполняют грабены. Наиболее протяженными грабеновыми (рифтовыми) системами являются Колтогорско-Уренгойская, Усть-Енисейская, Худосейская и др. Отдельные грабены поперечными сдвигами смещены относительно друг друга. Плитный чехол образует верхний структурный этаж, сложенный морскими и континентальными песчано-глинистыми отложениями юры, мела, палеогена и неогена. В бассейне открыты сотни нефтяных и газовых месторождений, например Самотлор, Медвежье, Заполярное, Уренгойское, Бованенковское и др.

Хорошо изученные внутриплатформенные синеклизные бассейны характеризуются заметной нефтегазоносностью. Примерами таких бассейнов служат Мичиганский, Иллинойсский, Виллистонский, в которых обнаружено около 1800 нефтяных и 500 газовых небольших месторождений. Бассейны сложены в основном толщами палеозоя мощностью 4,5–5,5 км. Еще одним примером нефтеносного синеклизного бассейна может служить Англо-Парижский, находящийся на молодой Западно-Европейской платформе (рис. 8.4). Обращает на себя внимание наличие в основании бассейна тройного сочленения пермских рифтов. В бассейне открыто 20 небольших нефтяных месторождений. Основной нефтеносный горизонт — известняки средней юры, а нефтепроизводящей свитой являются глины нижней юры (тоарский ярус). Очаг нефтеобразования пространственно располагается в пределах тройного сочленения и имеет вопреки принятой овальной рисовке трехлучевую конфигурацию. В его пределах и сосредоточены нефтяные месторождения.

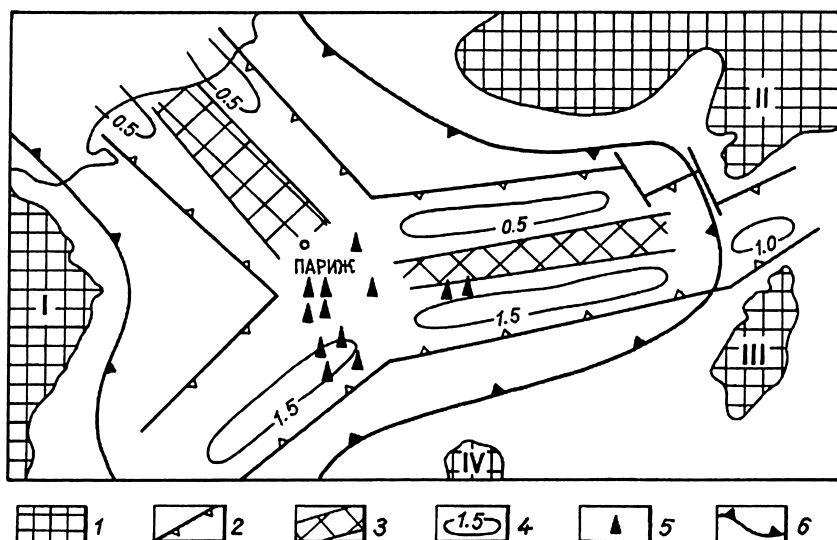


Рис. 8.4. Тройное сочленение рифов Англо-Парижского бассейна: 1 — выступы фундамента: I — Армориканский, II — Брабантский, III — Вогезский, IV — Морванский; 2 — граница пермских рифов; 3 — внутренние горстовые выступы; 4 — изопахиты пермских отложений (км); 5 — юрские нефтяные месторождения; 6 — граница бассейна

Эпиплатформенно-орогенный класс включает около 30 бассейнов, сосредоточенных в основном в Азии и в Скалистых горах Северной Америки. В 10 бассейнах Скалистых гор открыто около 1100 нефтяных и 450 газовых месторождений с запасами нефти около 1 млрд т и газа 0,9 трлн м³.

К рассматриваемому классу относится также большая группа бассейнов Китая. Всестороннее горное обрамление имеет Цайдамский бассейн, сложенный мезозойскими и кайнозойскими толщами. В бассейне открыто 18 месторождений в отложениях олигоцена и неогена.

В странах Центральной Азии наиболее известны нефтегазоносные Ферганский и Афгано-Таджикский нефтегазоносные бассейны. В их строении участвует мощная толща мезозойских и кайнозойских пород, в которых содержатся скопления нефти и газа. Платформенный этап развития отвечает мезозою и раннему палеогену, орогенный связан с поздним палеогеном и неогеном, когда было сформировано горное обрамление бассейнов.

Одной из характерных черт эпиплатформенно-орогенных бассейнов является нефтеносность отложений, сформировавшихся в доорогенный этап (палеозой, мезозой) или в начале орогенно-

го этапа (палеоген). Собственно орогенные комплексы (неоген), как правило, менее продуктивны.

Переход конкретного бассейна из одного класса в другой осуществляется как результат эволюции данного участка земной коры и сопровождается определенной перестройкой условий, обуславливающих его нефтегазоносность. Нефтегазоносность литологических формаций ранних стадий развития постепенно исчезает, а более поздних усиливается.

Бассейны окраинно-платформенного подтипа занимают промежуточное положение между платформенными бассейнами и бассейнами подвижных поясов (геосинклинально-складчатыми), но ближе к платформенным, располагаются в краевых, периферийных частях платформ, на сочленении их со структурами орогенных поясов (рис. 8.5). Этот подтип объединяет 100 бассейнов, получивших распространение на всех древних и молодых платформах.

Выделенные в этом подтипе классы отвечают средней стадии — *перикратонные* бассейны и поздней — *складчато-платформенные* и бассейны *наложенных синеклиз*. Их формирование во многом протекает под влиянием этих более подвижных и «агрессивных» соседей. Влияние сказывается в том, что обширные краевые части платформ втягиваются в глубокие погружения. Эта зависимость строения платформ от подвижных поясов в качестве закона

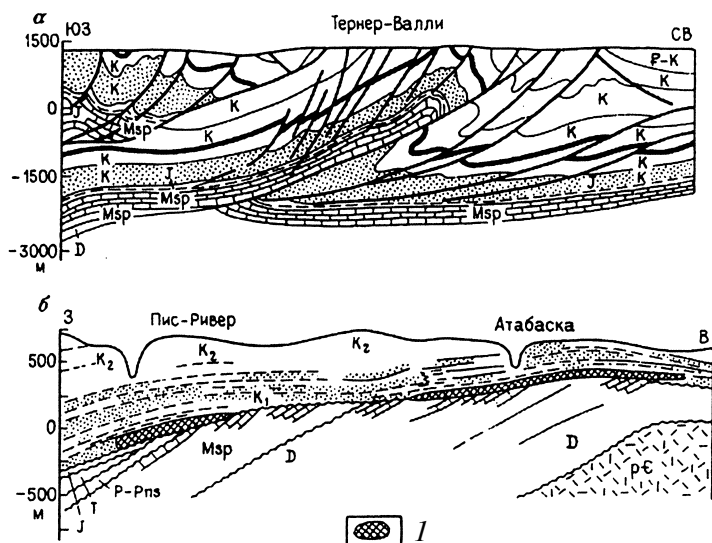


Рис. 8.5. Западно-Канадский нефтегазоносный бассейн. Разрезы через: *а* — складчатый борт, *б* — платформенный борт; *1* — скопление битумов

была подмечена А.П. Карпинским и развита А.А. Архангельским, В.Е. Хаиным, Ю.М. Пушаровским и др.

Перикратонный класс состоит из десяти известных в настоящее время бассейнов, хотя через стадию перикратонного погружения в своем развитии проходят все бассейны складчато-платформенного класса. Перикратонные бассейны характеризуются наличием обширного погруженного края платформы, который сочленяется с прогибами краевых зон орогенов. Платформенный склон может состоять из участков разновозрастной консолидации, разоб- щенных рифтовыми зонами. Последние нередко имеют характер тройного сочленения. Другой борт образован обычно погребенными складчато-блоковыми элементами складчатой области (рис. 8.6).

Наиболее крупными бассейнами являются Ливийско-Египетский, Фрагийский, Северо-Черноморский. Сюда же следует отнести канадский бассейн Бофорт-Маккензи и некоторые бассейны Австралии. С определенной долей условности к этому классу можно отнести Баренцевоморский бассейн.

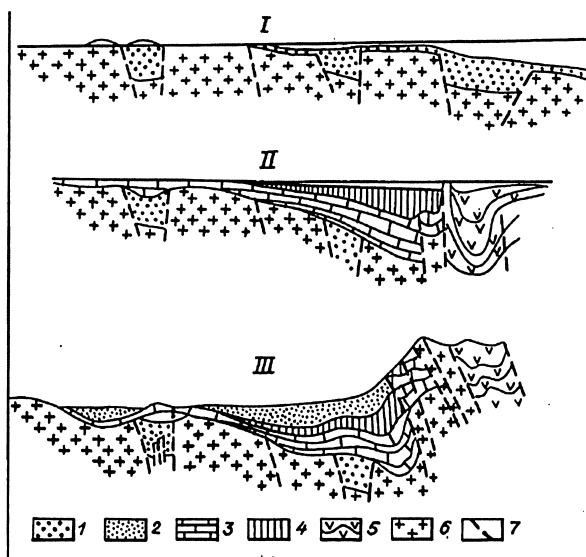


Рис. 8.6. Схема развития складчато-платформенных нефтегазоносных бассейнов. Отложения: 1 — осадочно-вулканогенные; 2 — молассы; 3 — карбонатные; 4 — карбонатно-терригенные; 5 — глубоко-водные вулканогенно-осадочные; 6 — фундамент; 7 — разломы. Стадии развития бассейнов: I — рифтовая, II — перикратонная, III — передового прогиба

Складчато-платформенный класс является хотя и не очень многочисленным (около 40 бассейнов), но одним из важнейших по запасам нефти и газа. К этой группе относятся основные нефтяные гиганты: бассейны Персидского и Мексиканского заливов, Восточно-Венесуэльский, Северо-Аляскинский и другие, отличающиеся значительными площадями и объемом отложений мощностью свыше 10–15 км.

Складчато-платформенные бассейны на всех континентах располагаются на стыках древних и молодых платформ со складчатыми системами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Обычно бассейны образуют вытянутые пояса вдоль складчатых горных сооружений, отделяясь друг от друга поперечными выступами фундамента. Эти бассейны являлись перикратонными, перешедшими в стадию развития, которая отвечает краевому прогибанию. Их особенность заключается в появлении складчатого обрамления, в той или иной степени выраженного морфологически (рис. 8.6).

В России и в бывших республиках СССР к данному классу относятся семь бассейнов, четыре из них располагаются в зоне сочленения разновозрастных платформ с альпийскими складчатыми сооружениями Карпат, Крыма, Кавказа и Копетдага. В целом они образуют субширотную полосу на юге Европы протяженностью свыше 3000 км и шириной от 100 км на западе до 700 км на востоке. Сюда входят Предкарпатский, Азово-Кубанский, Средне-Каспийский нефтегазоносные бассейны. Восточная часть последнего, так же как и Каракумский бассейн, входит уже в азиатскую часть этой полосы. Два бассейна находятся на стыке Восточно-Европейской платформы с герцинидами Урала и киммеридами Пай-Хоя; один — на сочленении Сибирской платформы с окружающими ее мезозойскими складчатыми сооружениями на востоке.

Месторождения нефти и газа на складчатых бортах бассейнов приурочены в основном к антиклинальным складкам различной сложности строения, связанным с линейными зонами поднятий и надвигов. В платформенных частях бассейнов размещение месторождений контролируется положением сводовых поднятий, инверсионных валов, флексурных зон, а также зон выклинивания и стратиграфического несогласия. Наблюдаются также зоны нефтегазонакопления, связанные с рифогенными массивами и соляными диапирами.

Значительное сходство бассейнов, объединяемых в *складчато-платформенный* тип, обуславливается прежде всего общей для них направленностью развития, тесно связанной с эволюцией сопряженных подвижных поясов. Вместе с тем имеются и разли-

чия, которые объясняются различным временем заложения бассейнов, особенностями их эволюции и уровнем развития.

Основные продуктивные горизонты в бассейнах, расположенных на стыке платформ и альпийских складчатых сооружений, приурочены к юрским, меловым и палеогеновым, реже неогеновым отложениям. В последние годы в ряде бассейнов промышленные притоки нефти были получены из триасовых пород. Наблюдается смещение возрастного диапазона нефтегазоносности от складчатого борта к платформенному за счет приобщения к нефтегазосодержащим все более древних образований.

К группе складчато-платформенных бассейнов сочленения древних платформ и герцинских складчатых сооружений относятся Волго-Уральский и Тимано-Печорский бассейны, весьма сходные в своем развитии. Их рифтовая стадия по времени соответствует позднему протерозою (Волго-Уральский бассейн), раннему-среднему палеозою (Тимано-Печорский бассейн) и характеризуется накоплением в основном грубообломочных, часто красноцветных пород, заполняющих структурно-эрозионные депрессии (грабены) фундамента. На перикратонной стадии, охватывающей палеозойскую эру (со среднедевонского времени для Волго-Уральского бассейна и, по-видимому, с ордовика для Тимано-Печорского), формируются терригенный, терригенно-карбонатный, карбонатный и эвапоритовый осадочные комплексы. На этой стадии, характеризующейся длительным и устойчивым прогибанием бассейнов и катагенезом отложений, создаются благоприятные условия для генерации УВ.

Поздняя стадия находит свое выражение в формировании обширных наложенных синеклиз, отвечающих новому целиком платформенному этапу погружения региона, в которое втягиваются не только платформенные участки, но и денудированные и консолидированные элементы складчатого сооружения. По мере усложнения строения бассейнов данного подтипа, увеличения их мощности нефтеносность нижних горизонтов исчезает, а верхних увеличивается. Помимо миграции нефтеносных зон снизу вверх, происходит смещение очагов нефтегазообразования внутрь платформы.

Класс наложенных синеклиз включает несколько бассейнов, расположенных на Сибирской и Восточно-Европейской платформах, в Северной Америке, Южной Африке и Австралии. Возникновение этих бассейнов связано с тем, что дальнейшее развитие складчато-платформенных бассейнов приводит к появлению крупных депрессий синеклизной формы, центры прогибания которых смещаются в более внутренние части платформы. Роль краевых прогибов в генерации УВ и влияние горных сооружений на условия погружения и накопления осадков уменьшается по

мере их уничтожения денудационными процессами. На территории России к бассейнам этого класса относятся Иркутский, Предпатомский, Северо-Каспийский (Прикаспийский). Значительная часть территории последнего относится к Казахстану.

Бассейны Сибирской платформы представляют крупные синеклизы, наложенные на краевые прогибы байкальской складчатости. Они сложены главным образом мощной толщей рифея, венда и кембрием, а также более молодыми отложениями палеозоя. В строении нижних частей разреза значительную роль играют эвапориты, а в верхних – карбонатно-терригенные породы, угленосные отложения и трапповые образования.

Иркутский нефтегазоносный бассейн, расположенный на юго-западе Сибирской платформы, в позднем рифее представлял собой перикратонное погружение в сторону Палеоазиатского океана, в позднем рифее–венде находился на стадии краевого прогиба. Но начиная с конца венда и в нижнем палеозое центры прогибания сместились на север, где сформировалась Присяжно-Енисейская синеклиза. В ее пределах мощность разреза превышает 7 км, причем значительная его часть (3–4 км) приходится только на кембрийские карбонатно-соленосные отложения.

Северо-Каспийский (Прикаспийский) нефтегазоносный бассейн отвечает Прикаспийской синеклизе. Южная граница проводится по кряжу Карпинского и Южно-Эмбинскому поднятию. Бассейн образовался за счет интенсивного прогибания в течение всего или почти всего фанерозоя юго-восточного угла Восточно-Европейской платформы и в позднем палеозое—триасе южной части Предуралья краевого прогиба. В разрезе отложений выделяются три структурных комплекса: подсолевой, солевой и надсолевой — общей мощностью до 20 км. Подсолевой комплекс, охватывающий докунгурские палеозойские и более древние отложения, изучен относительно слабо. Слагающие его породы вскрыты бурением лишь в прибортовых участках впадины. Проведенные геофизические исследования указывают на общее погружение пород комплекса от 2–3 до 9–10 км и более в центральной ее части. В нижней части разреза, возможно, участвуют породы докембрия. Предполагается, что в наиболее погруженной части синеклизы породы осадочного чехла лежат непосредственно на «базальтовом» слое земной коры океанического типа. По-видимому, зона отсутствия «гранитного» слоя в плане имеет овальную форму, напоминающую систему тройного сочленения рифтов. Наиболее богатые продуктивные горизонты связаны с надгорстовыми карбонатными платформами среднедевонского—раннепермского возраста краевой южной и юго-восточной Астрахано-Актюбинской зоны поднятий (рис. 8.7).

Тип бассейнов *подвижных поясов* образован одним эволюционно-генетическим рядом бассейнов, включающим два подтипа: островодужный, подразделяемый на три класса (фронтально-дуговой, междуговой, тыльно-дуговой) и складчато-орогенный подтип, объединяющий два класса (складчатый — синклиновый — и орогенный, отвечающий межгорным впадинам).

В целом для бассейнов этого типа характерна относительная краткость существования, отсутствие, как правило, унаследованности в развитии бассейнов одного класса от бассейнов предшествующего класса. Этот тип бассейнов представлен преимущественно разновидностями, испытывающими современное активное развитие. Для них характерны: 1) отчетливая выраженность складчатых структур месторождений, нарушенность разрывами, углы падения в десятки градусов (до опрокинутого залегания); 2) существенное развитие терригенных коллекторов; 3) преобладание линейных сводовых или тектонически экранированных залежей, нередко связанных с надвигами, диапирами и грязевыми вулканами.

Островодужный подтип бассейнов развивается в основном на коре океанического и субокеанического типа, складчато-орогенный — обычно на континентальной, что тоже отражает направленность развития земной коры в целом: океаническая структура—промежуточная—континентальная структура.

Островодужный подтип, выделяемый еще как периокеанический, включает более 50 бассейнов Тихоокеанского пояса и Карибского региона, формирование которых связано с историей возникновения островных дуг и окраинных морей.

Фронтально-дуговые бассейны располагаются на стыке островной дуги и океанского ложа; междуговые занимают депрессии между структурами островных дуг, а тыльно-дуговые располагаются в тылу островных дуг, охватывают котловины окраинных морей, склоны погребенных массивов континентальной окраины и др. Для всех бассейнов этого подтипа характерно развитие мощных кайнозойских отложений (до 10 км и более), в которых и сосредоточены скопления нефти и газа.

Фронтально-дуговые бассейны — это наиболее ранняя генерация островодужных бассейнов. В их строении участвуют наиболее молодые глубоководные и шельфовые отложения небольшой мощности. Эти бассейны располагаются по внешней океанической периферии островных дуг на западе Тихого океана. Во внешней части Алеутской дуги выделяются бассейны Южно-Аляскинский, Лисий и др. С Курило-Камчатской системой связан Южно-Курильский бассейн, включающий острова Малой Курильской дуги и впадину в юго-восточной части

Хоккайдо. Далее на внешнем склоне у Японских островов выделяются небольшие бассейны. В южной приокеанической полосе Суматринско-Яванской островной дуги выделяется система фронтально-дуговых прогибов (Никобарский, Южно-Яванский и др.). Величина прогибания достигает в них 6–8 км. На дислоцированном комплексе здесь кайнозойские терригенные образования в нижней части имеют флишевый облик. Южным ограничением этой системы является Зондский желоб. Бассейны выделяются также по восточному краю Филиппинских островов, вдоль о. Новая Гвинея, Соломоновых островов, Новых Гебрид, дуги Тонга-Кермадек и др. В Атлантическом океане к Антильской дуге приурочены бассейны Северо-Пуэрториканский и Тобаго. Бассейны этого класса (около 25) слагаются молодыми, преимущественно миоцен-плиоценовыми терригенными отложениями большей части незначительной мощности. Заполнение отложениями преддуговых прогибов носит локальный «карманообразный» характер. Линзы мощных пород по простиранию не имеют значительной протяженности. Ширина бассейнов ограничивается десятками километров. В их сложении существенную роль играют отложения турбидитов. В некоторых бассейнах этого класса известны нефтегазовые месторождения (Никобарский бассейн, на внешнем шельфе и склоне, на островах Хоккайдо, Новая Гвинея и др.).

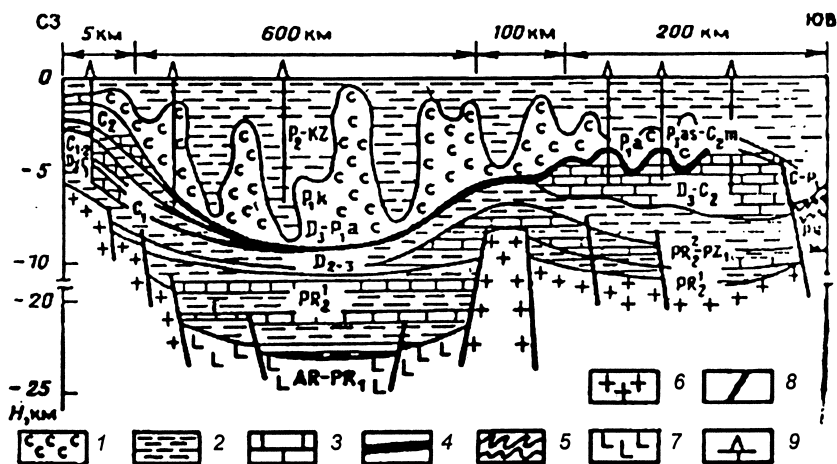


Рис. 8.7. Схематический геологический профиль Прикаспийского бассейна. Типы отложений: 1 — сульфатно-соленосные; 2 — терригенные; 3 — карбонатные мелководные; 4 — глинисто-кремнисто-карбонатные депрессионные; 5 — преимущественно терригенные дислоцированные. Геофизические слои: 6 — гранито-гнейсовый, 7 — базальтовый; 8 — разломы; 9 — глубокие скважины

К бассейнам этого класса можно отнести Сахалино-Охотский (Северо-Сахалинский) бассейн в связи с его фронтальной позицией по отношению к Сахалино-Хоккайдской островной дуге. Прошедший здесь в конце олигоцена и в раннем миоцене рифтогенез и последующее погружение способствовали образованию прогибов, выполненных мощными осадочными толщами, и разделяющих их поднятий. В целом полоса деформаций в бассейне протягивается в субмеридиональном направлении к северу от Сахалина до побережья Охотского моря. Прогибы, перекрывающие складчатое основание верхнего мела и палеогена, сложены обломочными и кремнисто-глинистыми породами эоцена—плиоцена. В плиоцене (сахалинская фаза тектогенеза) значительная часть бассейна вошла в состав сахалинской складчатой системы. В бассейне открыто 70 месторождений нефти и газа, среди них пять крупных на шельфе Охотского моря (Одопту-море, Чайвинское, Аркутун-Дагинское, Пильтун-Астохское и Лунское). На суше наиболее известны месторождения Охинское и Монги. Складки, к которым приурочены месторождения, группируются в антиклинальные зоны, протягивающиеся вдоль восточного побережья Сахалина. Залежи находятся в основном в миоценовых, в том числе угленосных, отложениях.

Междуговые бассейны объединяют сравнительно небольшое количество бассейнов (около 15), расположенных между цепями островных дуг северо-запада и запада Тихоокеанского пояса: в Беринговом море бассейн Бауэрс, на юге Японии бассейн Симосимо, на севере Филиппинского архипелага бассейн Кагаян и др. Бассейны ограничены поднятиями островных дуг и во многих случаях покрыты водами. Разрез бассейнов представлен вулканогенно-осадочными кремнисто-карбонатными и дельтово-прибрежными отложениями кайнозоя мощностью 4–6 км. Восточно-Калимантанский бассейн, расположенный между отмершими островными дугами, сложен мощным разрезом терригенных отложений. Впадина Таракан в пределах этого бассейна выполнена аллювиально-дельтовыми отложениями реки Махакама, где и находятся месторождения нефти и газа. Этот бассейн можно рассматривать как переходный к складчато-орогенному подтипу. Процессы накопления и преобразования ОВ в этих бассейнах характеризуются достаточно высоким уровнем, отвечающим уровню ГЗН. Это выражается в наличии в бассейнах не только газовых, но и нефтяных месторождений. Нефтегазообразованию способствуют высокие значения теплового потока, связанные с существованием рифтовых зон во внутренних частях бассейнов, а также с общими процессами магматизма, происходившими в зонах островных дуг. Земная кора мощностью

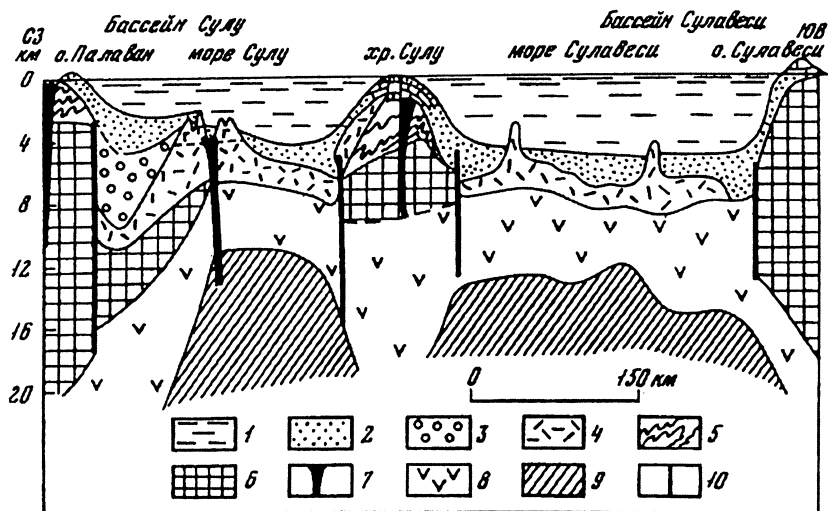


Рис. 8.8. Схематические разрезы междугового бассейна (по Родникову, 1979, с добавлениями): 1 — вода, 2 — неоген-четвертичные отложения, 3 — палеогеновые и верхнемеловые слои, 4 — вулканический мезозой, 5 — складчатый мезозой, 6 — палеозойский метаморфический комплекс, 7 — неогеновые субвулканические тела, 8 — «базальтовый» слой, 9 — мантия, 10 — разломы

20–25 км в междуговых зонах находится в стадии становления — превращения океанской в континентальную (рис. 8.8).

Тыльно-дуговые бассейны располагаются между структурами островных дуг и окраинами континентов, они нередко включают глубоководные котловины окраинных морей. Эти бассейны распространены по западной периферии Тихого океана и в Карибском регионе. Большинство из них сопряжено со зрелыми островными дугами, испытавшими значительную складчатость и превращение в орогенные сооружения. Вообще, этот класс бассейнов приближается к внутрискладчатым бассейнам. Отличие заключается в том, что тыльно-дуговые бассейны в целом располагаются в зонах, переходных от океана к континенту. Если глубоководные части окраинных морей имеют кору океанического или субокеанического типа, то их обрамление в значительной степени имеет характер складчато-блокового строения на суше или в море.

Тыльно-дуговые бассейны отличаются значительной мощностью отложений (до 10 км и более), стратиграфический диапазон которых охватывает иногда и часть мезозойской группы. В Охотском море располагаются Южно-Охотский бассейн (основной частью его строения является Прикурильская глубоководная кот-

ловина) и Охотско-Западно-Камчатский бассейн, в Японском море — бассейн Уэцу (Ниигата). Охотско-Западно-Камчатский бассейн охватывает как значительную площадь в акватории моря, так и прибрежные участки суши. На севере он открывается в глубоководную впадину Тинро. С отложениями олигоцена—миоцена связаны небольшие газовые месторождения.

В северной части о-ва Калимантан протягивается крупный Саравакский (Северо-Калимантанский) бассейн. Он находится в зоне сочленения молодой платформы Сунда в Южно-Китайском море и кайнозойского складчатого сооружения на острове. Осадочный комплекс, заполняющий бассейн, представленный олигоцен-неогеновыми молассовыми образованиями, перекрывающими мезозойско-палеогеновое складчатое основание, представляют мощную (до 10 км) толщу мелководно- и прибрежно-морских терригенно-карбонатных отложений, смятых в пологие складки. В бассейне известно около 20 нефтяных и газовых месторождений, в том числе высокопродуктивных. В Зондском архипелаге выделяется несколько бассейнов этого класса. На северном побережье о. Суматра в пограничной зоне кайнозойской островной дуги и Малаккской плиты расположен Суматринский задуговой бассейн. Они отличаются мощным (более 6 км) разрезом осадочных пород, представленных морскими, паралическими, дельтовыми и континентальными терригенными и карбонатными (включая рифы) образованиями от эоцена до четвертичного возраста. В них открыты многие месторождения (в том числе очень крупное месторождение Минас), где запасы углеводородов в нефтяном эквиваленте составляют миллиарды тонн. Продуктивны песчаники и известняки олигоцена, миоцена и плиоцена на глубинах от первых сотен метров до 3,5 км. Причем в более высоких частях разреза концентрируется нефть, а ниже — газ. Высокая продуктивность разреза бассейнов объясняется интенсивностью теплового прогрева бассейнов Индонезии. На о. Ява в таких же условиях находится Северо-Яванский бассейн со сходным характером разреза.

В море Сулу, отделенном от Южно-Китайского моря о. Палаван, находится Сулу-Палаванский бассейн, сформированный отложениями палеогена и неогена мощностью до 6–8 км. С востока он ограничен складчатыми структурами Филиппин. На о. Палаван, представляющем отчлененный континентальный блок, находится крупное нефтяное месторождение Нидо в меловых отложениях.

Складчато-орогенный подтип объединяет два класса бассейнов: складчатый (синклинорный) и межгорных впадин.

Бассейны *складчатого* класса отражают среднюю стадию развития подвижных поясов. Этот класс объединяет бассейны, располагающиеся в области мезозойской и кайнозойской складчатости на востоке и юго-востоке Азии, на севере Южной Америки, на западе Аляски и периферии Новой Зеландии. Внутрискладчатые бассейны образуют промежуточную группу между островодужными и межгорными бассейнами.

Литологический спектр осадков очень широк: осадочно-вулканогенные глубоководные, дельтовые, прибрежно-морские, карбонатные и рифовые типы. Такая фациальная невыдержанность связана как с большим разнообразием условий накопления осадков в пределах бассейна, так и с разнообразием строения складчатого обрамления. Последние представляют собой структурные элементы, переходные от погребенных островных дуг к растущим горным сооружениям. Обрамление бассейнов морфологически выражено отмелями, гирляндами небольших островов, слабовсхолмленными континентальными блоками и относительно приподнятыми невысокими горными хребтами. В целом бассейны имеют синклинорное строение, а обрамление представлено антиклинорными сооружениями.

В пределах западной окраины Тихоокеанского пояса к этому классу относятся Сахалино-Хоккайдский бассейн, бассейны на о. Тайвань, возможный нефтегазоносный Пенжинский бассейн на севере Камчатки и некоторые другие в Юго-Восточной Азии. Известная нефтегазоносность их пока незначительна. Месторождения есть на о. Тайвань, мелкие газовые месторождения открыты на Западном Сахалине и в прогибе Иссикари-Румои на Хоккайдо, в некоторых прогибах Филиппинского архипелага.

К классу *межгорных* относятся бассейны, расположенные в пределах орогенных поясов. Для них характерно почти повсеместное наличие складчатого надвигового обрамления. Причем возникновение последнего происходило одновременно с основными складчатыми деформациями. Формирование бассейнов протекало на фоне воздымания обрамляющих сооружений и опускания основания самих бассейнов. Это приводило к накоплению очень мощной молассовой толщи, образующей верхний структурный этаж и, следовательно, к погружению на глубины в несколько километров отложений среднего и нижнего структурных этажей бассейнов.

Межгорные бассейны широко распространены в пределах кайнозойских складчатых поясов в Евразии, Африке, в Тихоокеанском горном складчатом поясе. Некоторые из них располагаются в пределах мезозойских и палеозойских горных складчатых областей. Основной разрез альпийских кайнозойских бассейнов

образован отложениями палеогена и неогена. В более древних бассейнах разрез наращивается отложениями мезозоя и палеозоя.

Благоприятными условиями нефтегазоносности обладают крупные бассейны, располагающиеся между горными складчатыми системами на базе подверженных рифтогенной деструкции и погружению средних массивов. Среди них есть очень крупные, с огромными запасами нефти и газа, такие, например, как Маракаибский (годовая добыча нефти более 100 млн т, запасы 4,5 млрд т), и сравнительно небольшие, с ограниченной нефтеносностью.

Для бассейнов рассматриваемого класса характерно наличие континентального хорошо выраженного обрамления. В морской части обрамлением, по-видимому, служат погребенные континентальные массивы. Положение бассейна определяется сочленением континентальных и прибрежно-континентальных рифтовых депрессий, нередко образующих тройное сочленение (Камбейский бассейн). В процессе формирования они не раз становились заливами или дельтовыми частями крупных рек. Поэтому в их строении принимают участие терригенные прибрежно-морские, лагунные и дельтовые образования. В Восточно-Канадском бассейне также развитие получила эвапоритовая толща нижнего карбона (визейский ярус).

Периконтинентально-пострифтовый класс полностью соответствует бассейнам пассивных континентальных окраин, которые также называют атлантическим или гондванским типом. Бассейны этого класса представляют собой глубокие прогибы, располагающиеся на стыке континента и океанического ложа. Таких бассейнов установлено более 50, но лишь 16 из них промышленно нефтегазоносны, в том числе есть бассейны с высокой продуктивностью, образующие сравнительно узкий прерывистый пояс, окаймляющий Атлантическое побережье Северной и Южной Америки, Африки, индоокеанские берега Африки, Индостана и Австралии.

В сравнительно изученных бассейнах этого класса фундамент их континентальной половины докембрийского и более молодого возраста консолидации. Осадочный разрез сложен преимущественно толщами мезозоя и кайнозоя, а также палеозоем и даже протерозоем (Австралия). Нефтеносность установлена главным образом в породах мела, палеогена и неогена. Месторождения связаны с блоковыми поднятиями, соляно-купольными структурами и нормальными антиклинальными складками.

Максимальное абсолютное прогибание отмечается у внешнего края материкового склона. В направлении к материку и океану происходит подъем пород и уменьшение их мощности. В попе-

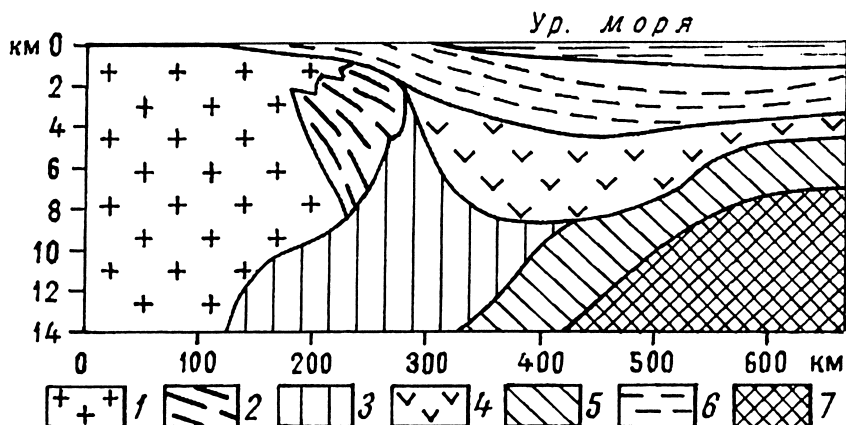


Рис. 8.9. Геологический профиль через Северо-Западную Атлантику (по Дж. Рестону): 1 — континентальная кора; 2 — интродуцированная кора; 3 — основные интрузии; 4 — базальты; 5 — высокомагнезиальная нижняя кора; 6 — пострифтовый бассейновый комплекс; 7 — мантия

речном разрезе бассейны состоят из приподнятого внутреннего, или континентального, крыла осевого прогиба и опущенного внешнего, или океанского, крыла, находящегося в пределах континентального склона и подножия (рис. 8.9). Для этой последней зоны характерно развитие подводных каналов, часто извилистых, заполненных алевропесчаным материалом, а также конусов выноса — фэнов. Слагающие все эти формы отложения служат коллекторами для углеводородов.

Вдоль Атлантического побережья Африки располагается восемь бассейнов (Ааюн, Сенегальский, Комоз, Нигерийский, Камерунский, Габонский, Ангольский и Намибский). Четыре бассейна (Агульяс, Мозамбикский, Восточно-Африканский и Сомалийский) развиты вдоль восточного побережья Африки. Кроме того, три бассейна (Мадзунга, Мангуки и Восточно-Мадагаскарский) выделяются по окраинам Мадагаскара.

Среди африканских бассейнов наиболее крупными являются Нигерийский, Габонский и Ангольский, расположенные вдоль побережья Гвинейского залива; одиночные месторождения известны также и в других бассейнах (Сенегальском, Комоз, Агульяс, Сомалийском). Вдоль восточного побережья Южной Америки расположены известные бразильские бассейны Сантуш, Кампуш и др.

Нефтегазоносность Нигерийского бассейна связана с песчаниками миоцена и эоцена и с известняками верхнего мела (рис. 8.10). Основные продуктивные горизонты приурочены к

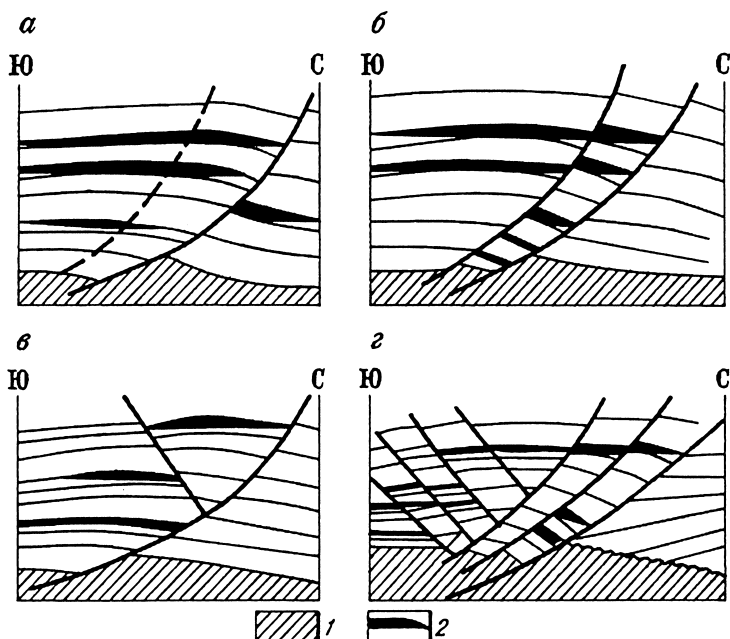


Рис. 8.10. Типы локальных структур и залежей нефти в отложениях свиты Аката впадины дельты Нигера (по П. Мерке, 1972): *а* — простые структуры с одним сбросом роста; *б* — структуры с двумя сбросами роста; *в* — структуры с антитетическим сбросом; *г* — структуры оседания с многочисленными сбросами; 1 — свита Аката; 2 — залежи нефти

свите агбада, представленной переслаиванием песчаников и глин дельтового происхождения. Продуктивные горизонты залегают на глубине 1–4 км. Нефтегазоносность Габонского и Ангольского бассейнов связана с отложениями надсолевого комплекса мела, палеогена и неогена на соляно-купольных месторождениях (рис. 8.11).

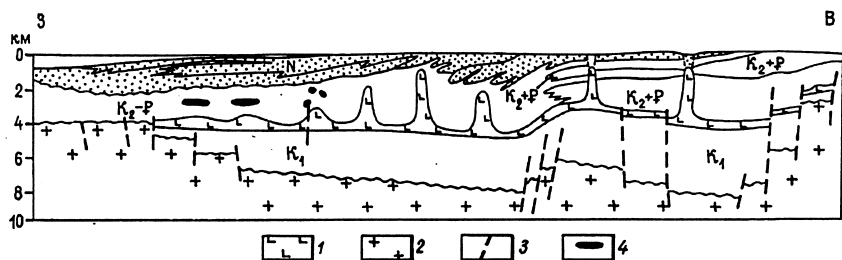


Рис. 8.11. Схематический разрез Габонского бассейна. Отложения: 1 — соль, 2 — фундамент, 3 — разломы, 4 — залежи нефти

Бассейны этого класса установлены и на севере Атлантики: крупные бассейны Норвежского моря и Восточно-Гренландский, Португальский и Северо-Испанский, которые выделяются вдоль побережья Пиренейского полуострова.

Несколько осадочных бассейнов рассматриваемого класса располагаются и вдоль северной подводной окраины Евразийского материка, в зоне сочленения с глубоководной котловиной Северного Ледовитого океана. Бассейны образуют протяженный пояс, тянущийся с запада на восток от архипелага Шпицберген до Северо-Американского континента (рис. 8.12). Все они имеют вытянутую форму и асимметричный профиль. Один борт у них располагается на континентальной коре, а другой – на океанской. Основная верхняя часть разреза бассейнов сложена меловыми и кайнозойскими породами мощностью более 3 км.

Бассейны подтипа *активных* континентальных окраин тесно связаны с бассейнами подвижных поясов, периконтинентально-складчатых и активизированных платформенных окраин.

Периконтинентальный трансформный класс включает бассейны, расположенные вдоль Тихоокеанского побережья Америки, на сочленении кайнозойского горного складчатого сооружения Кордильер и Анд с ложем океана. Бассейны располагаются на коре континентального типа и формируются в чрезвычайно контрастных условиях резкого воздымания складчатого горного со-

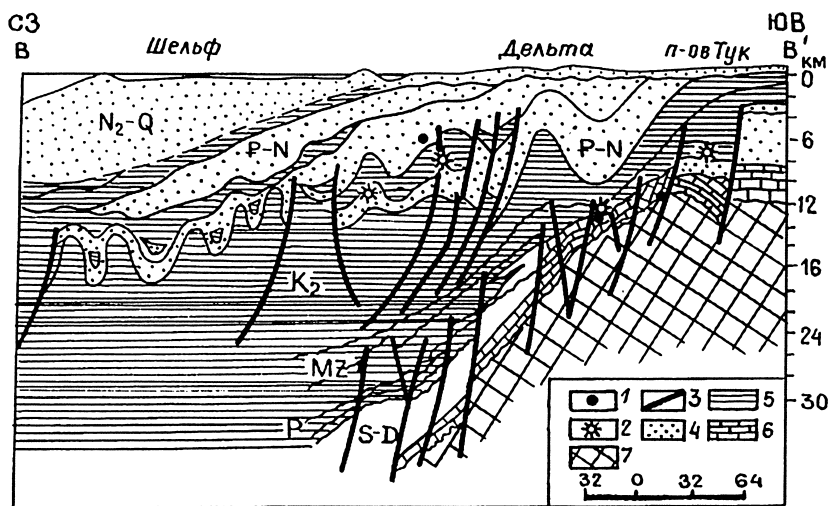


Рис. 8.12. Бассейн Бофорт-Маккензи; разрез (McIvor, Druce, 1975): 1 — нефть, 2 — газ, 3 — нарушения, 4 — песчаники и алевролиты, 5 — глины, 6 — известняки, 7 — докембрийский фундамент

оружения и опускания ложа океана. Образование этих бассейнов связано со сдвигово-раздвиговыми смещениями в зонах пересечения континентальных окраин трансформными разломами (новый тип окраин).

Наиболее хорошо изучен Гуаякильский бассейн, приуроченный к впадине, сформировавшейся в зоне сочленения Северных и Центральных Анд, открывающийся в сторону океана. Бассейн имеет грабен-синклинорное строение и сложен карбонатными породами нижнего мела и терригенными толщами верхнего мела и кайнозоя мощностью до 6–9 км. Отложения смяты в пологие складки, разбитые сбросами. В бассейне на суше и в море открыто около 30 месторождений, располагающихся на территории Эквадора и главным образом Перу. Основные продуктивные горизонты связаны с песчаниками эоцена, миоцена и верхнего мела.

В Южной Америке бассейнами данного класса являются Гватемальский, Нарино, Западно-Перуанский, Южно-Чилийский и Сент-Элиас.

В пределах западной окраины Северо-Американского континента в штате Калифорния располагается несколько небольших бассейнов, отличающихся, однако, чрезвычайно высокой плотностью запасов нефти: бассейны Лос-Анджелес, Вентура, Санта-Барбара, Санта-Мария и др. Эти бассейны имеют структуру грабенов с морфологически четко выраженным как горным, так и подводно-грядовым обрамлением. В основной части бассейны сложены терригенными породами большой мощности, по возрасту синхронными времени горообразования. Бассейны располагаются на коре континентального типа. Им присущ высокий тепловой поток, вулканизм, сейсмичность, наличие выходов горячих источников. Бассейны сложены песчано-глинистыми осадочно-вулканогенными и кремнистыми образованиями верхнего палеогена и неогена различной мощности. При наличии значительных объемов богатых органическим материалом кремнисто-глинистых материнских толщ, а также благоприятных литолого-структурных условий улавливания УВ бассейны могут содержать крупные скопления нефти и газа. Это подтверждается нефтегазоносностью бассейнов Калифорнии, где на материковой части и смежном шельфе расположено около 10 бассейнов, в которых уже открыто около 300 нефтяных и газовых месторождений. Наиболее крупными являются бассейны Грейт-Велли, Вентура, Санта-Барбара, Лос-Анджелес. Нефтеносность доказана в бассейнах Санта-Мария, Салинас–Каяма и Сонора. Они сложены толщей неогена и палеогена мощностью 10–15 км, а также

мела. Основная нефтеносность связана с песчаниками миоцена и плиоцена.

Как видно, большая часть нефтегазоносных бассейнов (и прежде всего крупных и крупнейших) относится к прогибам, имеющим так или иначе рифтогенное происхождение. По некоторым оценкам, с ними связано от 70 до 80–95% потенциальных и установленных запасов нефти и газа (Мусатов, Межеловский, 1982). При этом преобладающая доля запасов приурочена к бассейнам пассивных окраин континентов, современных или древних.

Предложенная выше классификация отражает систематику бассейнов исходя из направленности их развития, соотносимого с общими закономерностями формирования осадочного слоя земной коры, однако надо иметь в виду, что не существует двух одинаковых бассейнов. Поэтому любая классификация является сравнительно условной и может отражать лишь некоторые принципиальные черты, в определенной степени их абстрагируя и формализуя. Более дробная типизация бассейнов должна учиты-

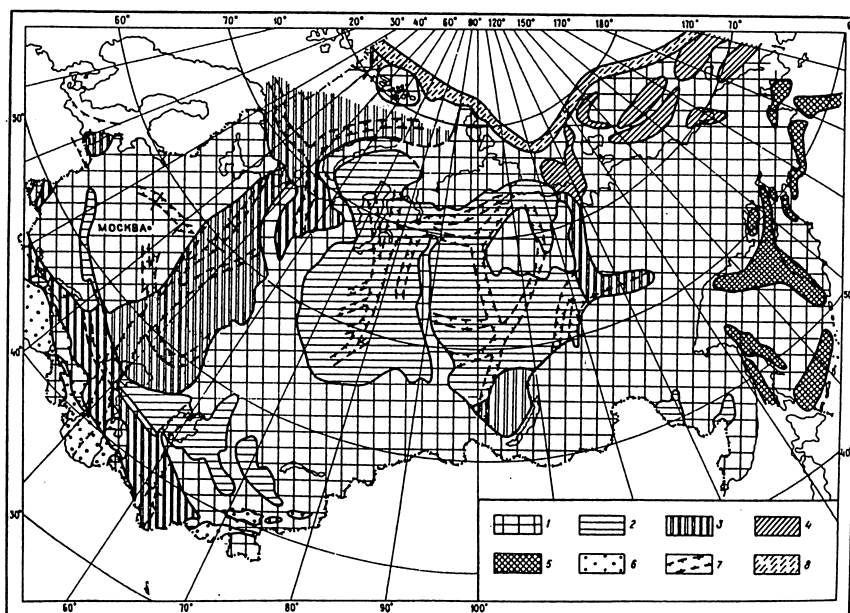


Рис. 8.13. Генетическая типизация основных нефтегазоносных бассейнов России: 1 — внебассейновые пространства; 2 — внутриплатформенные бассейны; 3 — окраинно-платформенные бассейны, бассейны подвижных поясов; 4 — островодужные и орогенные окраинно-континентальные бассейны; 5 — орогенные бассейны; 6 — границы рифтов в фундаменте бассейна; 7 — надвиговая граница бассейнов; 8 — континентальный склон

вать возраст фундаментов бассейнов платформенных и подвижных поясов, так как этот показатель дает возможность определить в известной мере степень подвижности данного участка земной коры, длительность существования бассейна и возможный стратиграфический диапазон нефтегазоносности.

Накопленные к настоящему времени данные позволяют оценить общее количество известных и возможных нефтегазоносных бассейнов Земного шара примерно в 370–400. Почти в 150 из них выявлены месторождения нефти и газа. Известные в России бассейны показаны на рис. 8.13. Из анализа этого рисунка видно, что на территории России присутствует большая часть выделенных типов и классов бассейнов.

8.2. ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЙ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Как уже было сказано, нефть и газ, объединяемые понятием углеводородного раствора, представляют собой результат процессов, происходящих в недрах в определенном температурном интервале.

Сама генерация УВ-флюидов, по сути, является разновидностью дефлюидизации органического вещества, находящегося в породах главным образом в рассеянном состоянии. Осадочный бассейн при погружении испытывает влияние восходящего теплового потока, активизирующего процессы нефтегазообразования во всем бассейне. Чем интенсивнее прогибание, тем в более высокотемпературные условия попадают породы и тем выше уровень реализации нефтегазоматеринского потенциала до определенных критических глубин и температур, т.е. реализация этого потенциала зависит от условий прогрева.

Какова температура наиболее интенсивного (максимального) образования жидких и газообразных УВ, каковы предельные температуры существования залежей нефти и газа? Эти вопросы до сих пор дискуссионны. На рис. 8.14 приведена схема предельных температур (и глубин) существования УВ-залежей флюидов разного состава в условиях прогрессирующей термической и каталитической деструкции УВ. А.Я. Куклинский и Р.А. Пушкина на основе теоретических расчетов и эмпирических данных пришли к выводу, что предельные температуры составляют для нефти 140 °С, легкой нефти 180 °С, метаново-нафтенного конденсата 200 °С, высокоароматизированного конденсата 300 °С, газ может выдерживать температуры более 300 °С. А.Н. Резников предель-

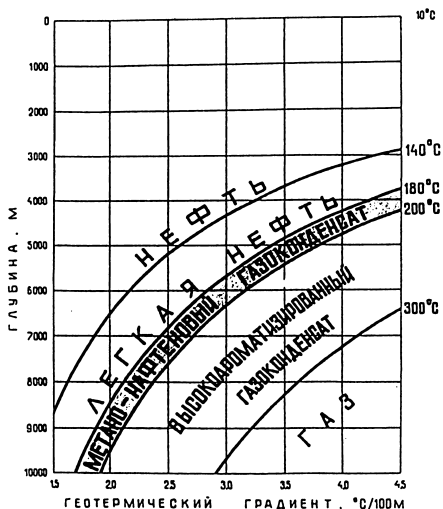


Рис. 8.14. Схема распределения предельных температур существования углеводородных флюидов в осадочных бассейнах (Куклинский, Пушкина, 1986)

ников тепла, в значительной степени определяющим величины теплового потока (кондуктивного и конвективного) и условий теплопереноса. Эти условия прежде всего определяются внутренним теплом Земли, источником которого является мантия. В зависимости от глубины источника, т.е. мантии, и проницаемости земной коры и распределяются тепловые потоки. Они повышены в рифтовых зонах (и соответственно рифтогенных бассейнах), поскольку рифты, как правило, закладываются над мантийными диапирами. Определенную роль играют радиогенные источники. По данным Я.Б. Смирнова, генерация радиогенного тепла составляет в среднем для литосферы 10^{-6} Вт/м³ (более интенсивная в гранитном слое). Источники тепла могут находиться и в разрезе нефтегазоносного бассейна, преимущественно в нижней его части. Сама осадочная толща может быть источником тепла за счет экзотермических реакций, происходящих в процессе деструкции ОВ, старения коллоидов, некоторых минеральных преобразований.

Чем интенсивнее и длительнее погружение осадочного бассейна, тем более высокую температуру имеет восходящий тепловой поток. Величина его неодинакова в блоках с различным строением земной коры и подстилающего субстрата. При толщине континентальной коры около 40–50 км расчетная средняя плотность потока составляет примерно 55,2 мВт/м², доля радиогенного теп-

ные температуры существования нефтяных залежей рассматривает в зависимости от возраста отложений и давления. Так, для залежей в олигоценных отложениях эти температуры составляют 250–260 °C, а для нижнемеловых 170–180 °C, в условиях проявления АВПД интервал предельных температур повышается соответственно до 280–290 и 200–210 °C. Глубинное положение уровня предельных температур определяется геотермическим режимом бассейна.

Геотермический (температурный) режим осадочного бассейна зависит от его геоструктурного положения и глубины положения источ-

ла, по некоторым расчетам, составляет половину или несколько больше (на древних стабилизированных платформах от 20 до 50, на молодых платформах от 32 до 55 мВт/м², в некоторых зонах молодых подвижных поясов более 500 мВт/м²). В областях с океанической корой толщиной 12–14 км средняя плотность потока составляет 59,2 мВт/м², в рифтовых зонах — до 100 мВт/м² и выше, доля радиогенного тепла не превышает 10%.

Геотермический режим в геологической истории Земли не оставался постоянным. Так, с начала рифея в пределах древних платформ геотермический градиент изменялся. Согласно расчетам, в рифейских прогибах он составлял 6 °С/100 м, в раннем палеозое — 4–5, в позднем палеозое, включая триас, в юре и мелу — 2–3, в кайнозое — 1–2 °С/100 м.

Учитывая, что тепловой поток на Земле в пределах крупных структур длительное геологическое время остается стабильным, наблюдаемые аномалии теплового поля можно связать с изменением теплопроводности пород. Теплопроводность λ характеризует количество энергии (тепла), переносимого на определенное расстояние при определенном градиенте (изменении температуры на этом расстоянии). В песчано-алевритовых породах $\lambda = 1,5\text{--}2,3$ Вт/м·К, в глинах менее 1,6, в солях более 3–3,5 Вт/м·К. В терригенных породах в целом теплопроводность выше в чехле древних платформ по сравнению с молодыми. Для сравнения можно привести значения средней теплопроводности этих пород в чехле Восточно-Европейской (палеозой) и Западно-Сибирской (мезозой) платформ — соответственно 2,4 и 1,0 Вт/м·К. Соленосные толщи отличаются высокой теплопроводностью, что отражается в пониженных температурах залегающих под ними пород, так как соли выводят тепло. Карбонатные породы в целом характеризуются повышенной теплопроводностью. В дислоцированных и преобразованных породах значения теплопроводности повышаются вне зависимости от возраста. В породах подвижных поясов отмечается повышенная контрастность в распределении величин теплопроводности, одни породы имеют низкую теплопроводность (например, кремнистые, такие, как диатомиты), а другие высокую (например, гидротермально переработанные известняки и песчаники). Теплопроводность изменяется в процессе преобразования пород, в результате их перекристаллизации, удаления флюидов и т.д. При постоянном тепловом потоке это отражается на геотермическом градиенте. Он возрастает при снижении теплопроводности, и это сказывается на распределении температур. Уплотнение пород в катагенезе приводит к снижению градиента, обычно скачок происходит на уровне 2–3 км, а при высокой скорости накопления молодых осадков — глубже.

С этим связано и изменение температурного режима на этих глубинах, чаще температура здесь возрастает.

В тектонически активных зонах распределение температур носит иной характер. Это касается активных вулканических поясов, рифтовых зон в океанах и на континентах. Если проследить положение 100-градусной изотермы в разных частях периокеанических бассейнов Атлантического океана у западной континентальной окраины Африки (рис. 8.15), можно видеть, что она изменяет свое положение очень резко: от 1 км глубины от дна океана до 5 км и более. На западе аномалии высокого положения этой изотермы линейно ориентированы вдоль Срединно-Атлантического хребта. В сторону континента изотерма погружается, в отдельных его участках на глубину 5 км и более. Зона температурных аномалий ориентирована в северо-восточном направлении. Вдоль

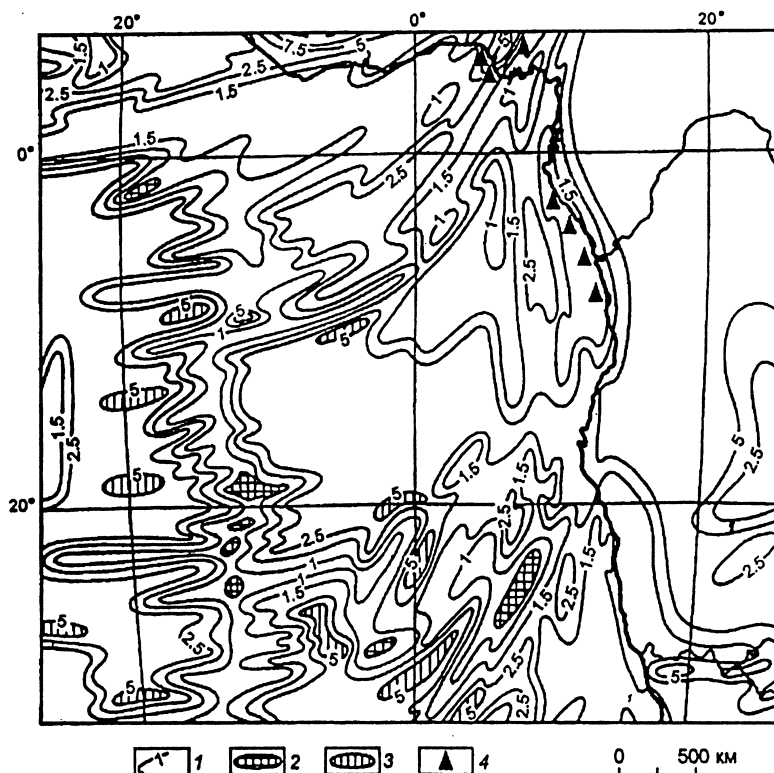


Рис. 8.15. Глубины изотермы 100°C в периокеаническом подтипе бассейнов (Ангольский и Гвинейский бассейны) (Хаин, Левин, 2001): 1 — изолинии глубин изотермы 100°C от дна океана, км; 2 — блоки с глубиной меньше 1 км, 3 — блоки с глубиной больше 5 км; 4 — группа месторождений нефти и газа

этой зоны протягиваются мощнейшие осадочные бассейны, которые были ранее заложены на рифтовых прогибах, и, возможно, влияние теплового потока в них сохранилось до сих пор. В целом характер распределения участков «горячих» и «холодных» достаточно мозаичен. Еще более резкие вариации распределения температурных аномалий наблюдаются в пределах северо-запада Тихоокеанской активной окраины. Так, положение 100-градусной изотермы в разных частях изменяется от менее 1 км в окраинных морях до 7,5 км и более в глубоководных желобах.

В целом геотермический режим бассейна определяет ход и интенсивность литогенетических процессов, включающих генерацию УВ и дефлюидизацию. Процессы дефлюидизации происходят стадийно в разных типах бассейнов в зависимости от тектонического, геотермического режимов и скорости накопления осадков.

В той части осадочного разреза, которая соответствует средним грациям катагенеза, флюиды представлены водно-углеводородными компонентами, в нижней — водно-углекислыми, эвапоритовыми, рудными. Под действием возрастающей с глубиной температуры (особенно в зонах аномального теплового поля) флюиды разогреваются и внутрипластовое давление аномально увеличивается. Это приводит к тому, что периодически разогретые флюиды прорываются в более высокие части осадочного разреза. Мигрирующие вверх флюиды, в свою очередь, являются мощными тепломассоносителями. Они инициируют конвективный механизм весьма значительного дополнительного прогрева вышележащих осадочных толщ, тем самым резко ускоряя их катагенетическое преобразование. Здесь имеет место взаимодействие двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков. Один из них связан с погружением и катагенетическим преобразованием пород и содержащегося в них органического вещества — захороненных продуктов жизнедеятельности бактериосферы, а с другой — с подъемом конвективного теплового потока, осуществляющего тепломассоперенос из нижних частей бассейна к его поверхности (рис. 8.16).

Углеводородные потоки поднимаются из очагов генерации углеводородов, где нефтегазоматеринские породы находятся в зонах с температурой от 100 °С и больше. Если процесс погружения бассейна достаточно длителен и(или) прерывист, то в его разрезе появляется несколько уровней очагов генерации, проявлявшейся в разное время. Над ними могут располагаться несколько этажей размещения залежей углеводородов. Если внизу состав нефтей и газа будет соответствовать составу генерировавшего их ОВ сопряженного с ними очага генерации, то в более высоко распо-

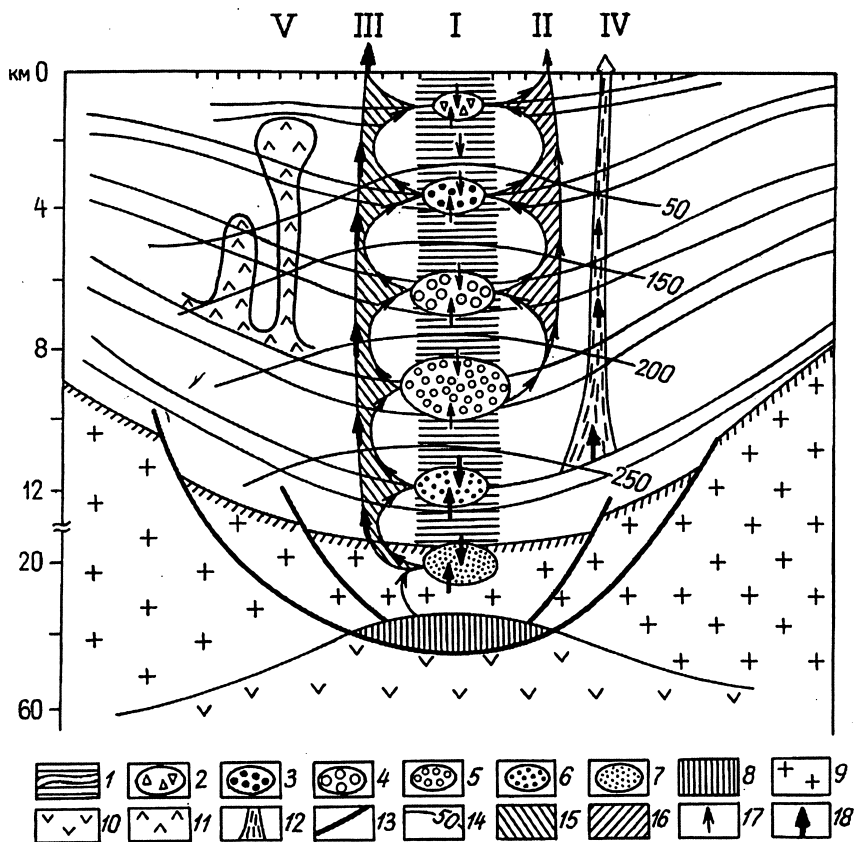


Рис. 8.16. Схема взаимодействия процессов погружения, конвекционного прогрева и нефтеобразования в осадочных бассейнах: 1 — осадочный разрез в условиях погружения; 2–7 — флюидонасыщенные зоны разуплотнения (2 — нефтегазовая, 3 — ГЗН, 4 — ГЗГ, 5 — термального газа, 6 — кислых газов, 7 — газорудная); 8 — астеносфера; 9 — земная кора; 10 — верхняя мантия; 11 — соляные купола (V); 12 — глиняные диапиры (IV); 13 — листрические нарушения; 14 — изотермы, °C; 15 — перемещение неуглеводородных теплоносителей (III); 16 — перемещение углеводородных потоков (II); 17 — направление движения УВ; 18 — направление движения водно-углекислых флюидов (I)

женных скоплениях нефти и газа их химический состав будет определяться смешением углеводородов, мигрировавших из различных очагов, расположенных ниже.

Таким образом, нефтегазообразование представляет собой универсальный саморазвивающийся процесс, закономерно сопровождающий развитие осадочных бассейнов. Последние являются накопителями ОВ и производителями УВ. Развитие бассейнов

происходит таким образом, что основная масса углеводородов генерируется при повышенных термобарических условиях, а накопление их часто происходит в осадочных слоях, расположенных в зонах с невысокими термобарическими характеристиками, т.е. перенос УВ совместно с другими флюидами осуществляется потоками, направленными в целом из более глубоких в более высоко расположенные горизонты.

Системы восходящих тепловых потоков в совокупности образуют мощные *флюидодинамические системы*.

Флюидодинамический режим является ведущим фактором формирования скоплений нефти и газа. Режим трансформируется в различных тектонических условиях. Для внутриплатформенных синеклизных и главным образом окраинно-платформенных рифтовых бассейнов характерны мощные восходящие потоки высоконагретых флюидов. Здесь можно наметить нескольких уровней очагов генерации. В этих бассейнах часто присутствуют соленосные толщи, являющиеся разделами флюидодинамических систем. Такие бассейны обычно отличаются наличием крупных углеводородных скоплений, приуроченных к ловушкам самого различного генезиса, в том числе к соляным куполам. Нефтегазоносность многоэтажна и охватывает большой стратиграфический диапазон.

В окраинно-платформенных (перикратонных) бассейнах флюидные потоки и их системы складываются в соответствии с характером основных этапов развития. В Баренцевом море, например, в результате мощного прогибания и накопления более чем десятикилометровой толщи осадков за сравнительно короткий отрезок времени в поздней перми и раннем триасе, по-видимому, произошло существенное изменение режима перемещения флюидов. В бассейне на больших глубинах усилились процессы газобразования. Направленные вверх потоки газа могли послужить причиной растворения и перемещения нефти в краевые участки бассейна.

В перикратонно-орогенных бассейнах передовых прогибов флюидные потоки изменяют свое направление в процессе эволюции. В качестве основных различаются инфильтрационный и элизионный типы систем флюидных потоков. На определенных этапах тот или иной тип является преобладающим. На ранних этапах погружения края кратона поток может формироваться за счет инфильтрации. По мере погружения создаются условия формирования элизионной системы флюидных потоков, направленных вверх по бортам бассейна, и перемещающиеся в этих потоках углеводороды заполняют ловушки в рифовых массивах, эрозионных выступях и других структурах. На этапе рифтогенеза

поток флюидов, несущих тепло, идет из грабенообразных рифтогенных прогибов. Для этого же этапа развития характерны внедрения в осадочную толщу магматических образований, флюиды которых вносят определенное своеобразие в процессы катагенеза отложений. В период роста покровно-складчатого сооружения и заложения передового прогиба направления потоков изменяются в связи с переформированием структур на платформенном борту, возникновением валообразных поднятий, зон выклинивания и т.д. На орогенном борту вследствие надвигания идет рост интенсивно выраженных структур в зоне передовой складчатости. Это приводит к перераспределению флюидных потоков, возникают большие перепады высот в области питания водоносных горизонтов на склоне орогена и в смежном прогибе. В связи с этим инфильтрационные потоки имеют большое значение в краевых участках бассейна. В то же время происходящее интенсивное погружение и накопление осадков приводит также к выжиманию седиментационных вод, возникают условия для формирования элизионных потоков. На этом фоне происходит дифференциация распределения углеводородов на платформенном и складчатом бортах, создаются условия переформирования их залежей. В случае интенсивного проявления процессов сжатия, как это происходило, например, при надвигании структур Каракульско-Смушковской зоны к северу и перекрытии ими борта Прикаспийской впадины, интенсивный геодинамический режим создал возможность образования потоков соответствующих флюидных систем.

Сложная картина перераспределения флюидных потоков наблюдается в бассейнах подвижных поясов, особенно на активных континентальных окраинах. В тыльно-дуговых прогибах на определенных этапах действуют субвертикальные потоки. При процессах скучивания и образования тектонических покровов система потоков становится весьма сложной, происходят потоки флюидов из одного структурного комплекса в другой и переформирование залежей. В большинстве островодужных бассейнов отчетливо фиксируются восходящие флюидные газово-жидкостные потоки. Они хорошо фиксируются и на сейсмических профилях.

В условиях формирования новообразованной глубоководной котловины в межконтинентально-орогенных бассейнах в их недрах возникают мощные направленные вверх флюидные потоки, формирующие глиняные диапировые и грязевулканические структуры, вызывающие новообразование и перераспределение углеводородов в недрах. Это особенно хорошо видно на примере Южно-Каспийского бассейна, где развиты диапировые структу-

ры глубокого заложения и связанные с ними грязевые вулканы. Потоки флюидов здесь также обусловили формирование многочисленных скоплений нефти и газа.

Таким образом, если нефтегазообразование представляет собой саморазвивающийся процесс, являющийся неразрывной частью эволюции осадочного нефтегазоносного бассейна, то флюидные системы непосредственно определяют формирование скоплений углеводородов, а также режим и условия их разработки.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕФТИ И ГАЗА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Анализ размещения нефти и газа в осадочной оболочке Земли свидетельствует о том, что, с одной стороны, имеет место их практическая «повсюдность», хоть и в малых количествах, а с другой — избирательная концентрация. Чем крупнее скопления, тем они реже встречаются.

Статистика размещения по глубине месторождений нефти и газа свидетельствует о наличии оптимальной зоны в 1–3 км, на которую приходится до 90% всех запасов углеводородов. Для бассейнов России (и бывшего СССР) на глубинах до 3 км сосредоточено 95% запасов нефти и 88% газа. В большинстве случаев нефть и газ не залегают в тех образованиях, в которых генерированы составляющие их углеводороды. Это часто не позволяет достоверно определять генетический источник УВ нефтегазовых месторождений, хотя в ряде случаев можно достаточно определенно судить о горизонтах, в которых образовались углеводороды.

С распределением очагов генерации углеводородов, их масштабностью и продуктивностью, стадийностью функционирования закономерно связано распределение ресурсов нефти и газа как по разрезу и площади отдельных бассейнов, так и по миру в целом.

По разведанным запасам газа и по предполагаемым извлекаемым его ресурсам Россия является общепризнанным мировым лидером (около 50% мировых ресурсов). По степени разведанности запасов углеводородов первое место в России принадлежит Предкавказью, далее следует Урало-Поволжье, затем Тимано-Печорский регион и Западная Сибирь.

В Урало-Поволжье около половины начальных ресурсов уже извлечено, а в Западной Сибири доля еще не разведанных, но вероятных ресурсов значительна. Здесь сосредоточено более половины запасов нефти и основные запасы газа (41,1 трлн м³) России. Этот крупнейший мегабассейн играет главную роль в нефтедобыче. Гигантские газоконденсатные месторождения открыты в Баренцевом и Карском морях. Далее следуют Прикаспий и Сахалинский шельф.

Самые крупные месторождения нефти и газа приурочены к наиболее крупным бассейнам, среди которых выделяются бассейны Персидского залива (более половины мировых запасов нефти), Западной Сибири, Оринокский, Мексиканского залива, Северного моря, Прикаспийский, Южно-Китайского моря, бассейны Северной и Западной Африки, Явы, Суматры и Калимантана на Индонезийском архипелаге. Здесь не названы даже все самые крупные из известных, но многие бассейны еще и не разведаны. Прежде всего это относится к бассейнам в акваториях, особенно крупные из них предполагаются в пределах российского северного шельфа. Особую категорию месторождений УВ-сырья составляют скопления асфальтовых битумов, производных нефти в зоне гипергенеза. Они приурочены обычно к периферическим бортовым участкам осадочных бассейнов. Крупнейшими на планете являются скопления асфальтов в Канаде (Западно-Канадский бассейн), в Венесуэле (южный борт Оринокского бассейна) и на севере Восточной Сибири, на стыке двух крупнейших бассейнов — Енисей-Хатангского и Лено-Вилуйского.

Распределение нефти и газа по геохронологической шкале зависит от палеогеографических и тектонических условий, существовавших в то или иное время в пределах какого-то конкретного элемента земной коры. В зависимости от глубины разведанности различных территорий и акваторий общая картина может изменяться. Так, в начале XX в. первое место занимали кайнозойские отложения, в конце века картина иная — разведываются более глубокие горизонты и открываются залежи в более древних горизонтах, ныне — на континентальных окраинах.

Выделяется несколько максимумов распределения залежей углеводородов в фанерозое. Для нефти и газа максимумы иногда несколько смещаются, что связано как с преобладанием того или иного исходного ОВ, так и с большей подвижностью газа. В распределении максимумов нефти намечается три главных максимума: девонский—каменноугольный в палеозое, юрско-меловой в мезозое и неогеновый в кайнозое. Главнейшим из них является юрско-меловой максимум. Пик нефтеносности наблюдается и в протерозое—кембрии (Сибирская платформа, Прибалтийская синеклиза). Следует заметить, что недостаточная разведанность отдельных комплексов (в частности, триаса, широко развитого в северных морях), возможно, искажает реальную картину.

Главное отличие распределения залежей газа — смещение палеозойского максимума на уровень карбона и перми. Данное явление объясняется, с одной стороны, массовым накоплением в

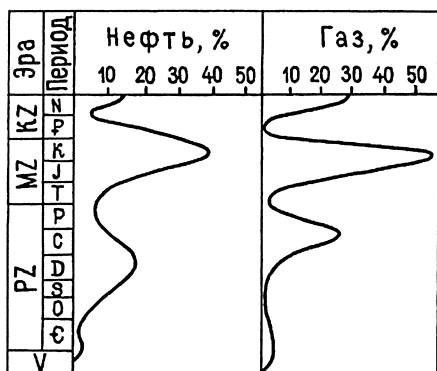


Рис. 9.1. Распределение нефтегазоносности по стратиграфическому разрезу

эти периоды гумусового ОВ, а с другой — образованием мощных соленосных толщ (в аридных условиях), служащих хорошими флюидоупорами, удерживающими газ. Остальные газовые максимумы примерно совпадают с нефтяными (рис. 9.1). Для газа необходимо учитывать существование его в виде газогидратов, запасы которых, преимущественно в молодых отложениях, практически еще не оценены, а ресурсы могут

быть огромны. Не учтены также водорастворимые газы.

Распределение углеводородов по глубинам достаточно хорошо коррелирует с геотектонической позицией бассейнов: древних и молодых платформ (интра- и перикратонные) и бассейнов подвижных поясов, а также переходных зон к океанам. Древние платформы и некоторые прогибы молодых складчатых областей в подвижных поясах характеризуются преимущественно нефтеносностью, а молодые платформы и некоторые более древние складчатые области — повышенной газоносностью. На древних платформах, где основная нефтеносность связана с палеозоем, наибольшая часть нефти располагается на глубинах до 2,5 км, в краевых частях глубже. В бассейнах, где происходило интенсивное мезозойское погружение, максимум скопления залежей находится в интервале 2,5–3 км. В бассейнах мощного, преимущественно кайнозойского погружения залежи как на окраинах платформ, так и в подвижных поясах вскрываются на глубинах до 5–6 км и, возможно, глубже. Распределение залежей нефти по глубинам в бассейнах различного типа определяется геотермической историей бассейна, а также зависит от качества флюидоупоров. В молодых подвижных поясах и под покровами на краях платформ тектоника сильно влияет на режим бассейна на значительных глубинах. В связи с наличием покровов устанавливается многоэтажность нефтеносности по глубине. В телах покровов нефтяные месторождения залегают на небольших глубинах (например, в карпатских скибовых зонах), а под ними на значительно большей глубине располагается другой этаж нефтеносности.

Размещение газа носит примерно такой же характер. Есть бассейны с залежами газа на очень малых глубинах в молодых от-

ложениях, в том числе в водорастворимом состоянии (особый случай — газогидраты, которые находятся практически на поверхности). В сложноскладчатых нарушенных районах газовые скопления часто разрушены. В бассейнах, наложенных на молодые складчатые структуры и в пределах молодых платформ, крупные скопления газа располагаются в интервале 1–3 км. На окраинах платформ под эвапоритовыми комплексами газ залегает на значительных глубинах (до 5–6 км). Но это еще не предел. Учитывая глубинные зоны генерации газа, следует рассчитывать на залежи газа глубже 6–7 км.

Основной закономерностей латерального распределения нефти и газа на Земле являются пояса и узлы нефтегазоаккумуляции. Основные узлы были намечены И.О. Бродом: район Южного Каспия и Персидского залива, а на противоположной стороне земного шара — Мексиканский залив. Количество таких узлов можно расширить за счет Западной Сибири, Юго-Восточной Азии и др. В.Е. Хаин и Б.А. Соколов обосновали представление о поясах нефтегазоносности, которые обрамляют и пересекают материки (рис. 9.2). Главным центром нефтенакпления является Персидский залив и примыкающие к нему территории Саудов-

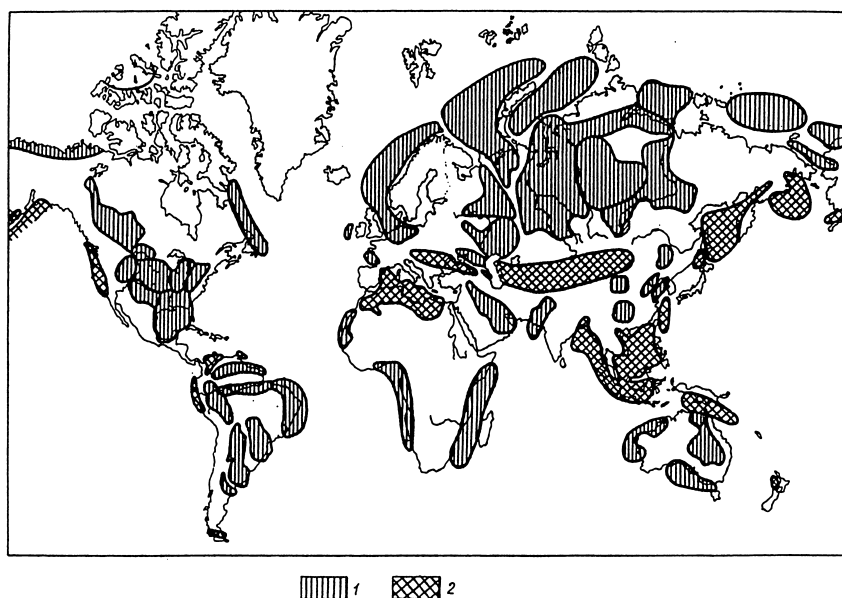


Рис. 9.2. Схематическая карта распределения основных типов бассейнов и групп бассейнов мира. Типы бассейнов: 1 — платформенные; 2 — подвижных поясов

ской Аравии, Ирака, Ирана, Кувейта, Катара, Арабских Эмиратов. Бассейн Персидского залива длительное время развивался унаследованно, что привело к накоплению отложений громадной мощности. Нефтегазоносность известна во всех эратемах, наиболее крупные скопления связаны с палеозоем и мезозоем.

Общие доказанные запасы нефти в мире на начало 2011 г. составляли 207,9 млрд т, природного газа — 192 трлн м³. Наиболее богатым является бассейн Персидского залива. В Кувейте находится самое крупное месторождение нефти Бурган-Махва-Ахмади с разведанными запасами 10,6 млрд т, в Саудовской Аравии — гигантское месторождение Гхавар с начальными запасами свыше 10 млрд т. Известны и другие супергигантские месторождения, такие, как Агаджари, Румейла и др. В табл. 9.1 приведено распределение запасов нефти и газа в ряде стран мира.

Мировым центром максимальной газоносности является Баренцево-Западно-Сибирский регион, где выделяется несколько депоцентров прогибания. Наибольшие мощности отложений

Таблица 9.1

**Запасы нефти и газа в некоторых странах
(по обзору В.И. Высоцкого и С.Л. Фельдмана, 2011,
ВНИИЗарубежгеология)**

Страна	Нефть, млн т	Газ, млрд м ³	Страна	Нефть, млн т	Газ, млрд м ³
Саудовская Аравия	37 590	7920	Ангола	1820	310
Венесуэла	31 485	5670	Бразилия*	1785	365
Канада (включая битумные пески)	23 010	1750	Мексика	1706	340
Иран	22 770	29 610	Азербайджан	1550	1500
Ирак	15 490	3180	Южный Судан	960	115
Объединенные Арабские Эмираты	14 100	6450	Норвегия	866	2045
Кувейт	13 840	1780	Индия	815	1074
Алжир	9670	4500	Малайзия	790	2380
Нигерия	5305	5290	Индонезия	720	3180
Казахстан	4800	3000	Вьетнам	625	680
Катар	4120	25 370	Египет	610	2190
Ливия	6400	1550	Аргентина	420	370
США	3495	6930	Великобритания	383	256
Россия	нет сведений	48 100	Туркменистан	250	8100
			Узбекистан	150	1680

* В последние годы в океанических бассейнах Бразилии открыты крупнейшие скопления нефти.

накопились в перми и начале мезозоя, высокий темп погружения и существенно гумусовый состав исходного ОВ определили подавляющую генерацию газа в районах Баренцева и Карского морей. В Западно-Сибирском бассейне располагаются газовые и газоконденсатные супергиганты, прежде всего Уренгойское месторождение с начальными запасами около 10 трлн м³, Бованенковское — 8 трлн м³, Ленинградское и Русановское в Карском море с запасами каждого около 4 трлн м³; в Баренцевом море — Штокмановское — около 4 трлн м³ газа. Основные залежи приурочены к меловым песчаным отложениям, в Баренцевом море также и к юрским. При этом важно учесть, что основная наибольшая по мощности часть разреза еще не вскрыта.

В Западном полушарии гигантским супербассейном является бассейн Мексиканского залива. В его пределах расположены крупнейшие преимущественно нефтяные месторождения США и Мексики (Ист-Тексас, группа месторождений Кантарелл, месторождения Золотого пояса и др. Нефте- и газonosны в основном мезозойские отложения, мел и юра.

Выделенные пояса нефтегазонакопления протягиваются вдоль крупных глобальных тектонических структур, в ряде случаев они подчинены континентальным окраинам и зонам перехода от континента к океанам. Часто пояса объединяют однотипные по строению и нефтегазосности бассейны. В качестве наиболее известных поясов следует назвать Средиземноморско-Гималайский, Западно-Африканский, Северо-Африканский, Восточно-Южно-Американский, Западно- и Восточно-Тихоокеанские, в которых выделяются такие субподчиненные пояса, как пояс Скалистых гор, Прибрежно-Калифорнийский, Антильско-Венесуэльский, Андийский. В юго-восточной части азиатской окраины выделяются Восточно-Китайский и Индонезийский пояса. Вдоль побережья Северной Австралии протягивается соответствующий пояс. В районе Восточной Индонезии и юга Филиппин между островами Сулавеси и Новая Гвинея располагается зона сочленения трех поясов: Западно-Тихоокеанского, Индонезийского и Северо-Австралийского. Такие же зоны сочленения и пересечения известны и в других местах. На востоке Русской плиты в районе Северного и Среднего Каспия находится узел пересечения структур северной части Средиземноморского и Предуральского поясов. Последний протягивается от Баренцево-Печорского до Прикаспийского бассейна и повсеместно является нефтегазосным. Не случайно располагающийся в этом месте Прикаспийский бассейн представляет одну из крупнейших на планете впадин с гигантскими запасами углеводородов.

Рассматривая перспективы развития нефтегазовой базы, нельзя не упомянуть пояса, протягивающиеся вдоль побережья и на шельфах арктических морей, — Евразийский и Северо-Американский. Известные и предполагаемые здесь бассейны по всем признакам таят гигантские ресурсы углеводородов. Бассейн Арктического склона на Аляске включает в себе очень крупное месторождение Прадхо-Бей. Расположенные к западу и востоку бассейны по всем признакам должны быть не беднее. На арктическом континентальном шельфе России можно предполагать наличие огромных ресурсов углеводородов не только под дном Баренцева и Карского морей, но также и в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском, а в Западно-Тихоокеанском поясе — в Беринговом и Охотском. Нет сомнения, что под водами океанов вдоль континентального склона протягиваются цепочки осадочных бассейнов, также составляющие пояса. Так же как и в случае арктических шельфовых бассейнов, к освоению глубоководных бассейнов едва лишь приступили. Прежде всего можно назвать Бразилию, где имеются гигантские залежи УВ,

Таблица 9.2

**Добыча нефти и природного газа в мире на конец 2010 — начало 2011 г.
(по обзору В.И. Высоцкого и С.Л. Фельдмана, 2011,
ВНИИЗарубежгеология)**

Страна	Нефть, млн т	Газ, млрд м ³	Страна	Нефть, млн т	Газ, млрд м ³
Россия	520,0	617,4	Ангола	88,4	11,0
США	341,0	635,0	Казахстан	79,4	15,5
Саудовская Аравия	455,0	78,0	Ливия	78,2	65,0
Канада	155,2	175,0	Великобритания	62,7	65,0
Объединенные Арабские Эмираты	119,3	46,8	Египет	37,2	65,0
Иран	210,0	136,8	Индонезия	49,5	77,5
Китай	226,0	98,3	Индия	41,0	48,0
Мексика	154,5	55,0	Катар	55,0	112,0
Бразилия	130,0	19,0	Малайзия	32,9	67,0
Ирак	116,0	19,0	Австралия	33,0	50,0
Норвегия	104,0	133,0	Узбекистан	4,3	65,5
Алжир	95,5	85,0	Туркменистан	11,0	46,0

* Величины добычи могут существенно изменяться в связи с открытием новых крупных месторождений в таких районах, как Бразильская и Западно-Африканская океанические окраины, Мексиканский залив и др.

пробурены уникальные скважины, из которых ведется добыча на глубине океана 1700 м и более.

В табл. 9.2 приведены данные по добыче нефти и газа на конец 2010 — начало 2011 г. Мировая добыча нефти превышает 4 млрд т, газа — почти 4 трлн м³.

По добыче газа первенство в мире в течение многих лет удерживают Россия и США (за счет сланцевого газа). По добыче нефти лидируют Россия, Саудовская Аравия и США.

В заключение отметим, что в данной главе не ставилась задача дать хотя бы краткую характеристику каждого из нефтегазоносных поясов и оценку их ресурсов. Авторы надеются, что изложенные ими принципы дадут возможность будущим исследователям наиболее обоснованно подойти к оценке ресурсов углеводородов в каждом случае и к наиболее полному их использованию.

Современные экономисты и политики, рассматривая перспективы развития мировой экономики, опираются преимущественно на нефтегазовые ресурсы Земли. Иногда говорят о невосполнимых запасах, которые могут закончиться в ближайшие десятилетия. К счастью, дело обстоит не так. Авторы настоящей книги старались показать, что нефтегазоносные ресурсы нашей планеты, их восполнение являются неотъемлемой частью ее развития и тесно связаны со всеми процессами в земной коре. Эти ресурсы формируются и подвергаются переформированию в соответствии с эволюцией. Генерация и дальнейшая судьба углеводородов — одна из ветвей круговорота углерода и его соединений с водородом в природе. В результате генерации и миграции образуются крупные, супергигантские месторождения, например, в Персидском заливе. Поражают своими масштабами газовые месторождения, такие, как месторождение Северный Купол в Катаре, расположенное в основном под водами Персидского залива. В странах Ближнего и Среднего Востока сосредоточена основная часть мировых запасов углеводородов. Гигантские запасы газа имеются в северной части Западной Сибири, в Баренцевом и Карском морях, а также в других районах. Распределение запасов углеводородов в мире обусловлено особенностями истории развития и геологического строения каждого данного региона. Только понимая суть этих явлений, можно целенаправленно вести поиски и рационально использовать эти полезные ископаемые. Авторы сделали попытку раскрыть объективную сущность некоторых явлений нефтегазогенерации, показать взаимосвязь всех основных процессов, охватывающих био-, гидро- и литосферу. В настоящем учебнике геология и геохимия нефти и газа рассматриваются как фундаментальная проблема естествознания, стоящая на стыке различных наук и даже определенным образом организующая эти науки. Основные выводы необходимо учитывать специалистам в разных областях, и не только геологического профиля. При составлении долговременных программ, межгосударственных соглашений нужно принимать во внимание основные принципы развития и природные потенциалы крупных территорий (осадочных бассейнов), а также ресурсы углеводородов в них. В чисто прагматических целях решение проблемы геологии и геохимии нефти и газа будет способствовать более рациональному комплексному использованию этих полезных ископаемых.

- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1998. 285 с.
- Бакиров А.А., Бордовская М.В., Еромолкин В.* и др. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Наука, 1993. 247 с.
- Белецкая С.А.* Первичная миграция нефти. М.: Недра, 1990. 288 с.
- Брод И.О., Еременко Н.А.* Основы геологии нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1957. 480 с.
- Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е.* Литология нефтегазоносных толщ. М.: Недра, 1991. 287 с.
- Вассоевич Н.Б.* Геохимия органического вещества и происхождения нефти: Избр. тр. М.: Наука, 1986. 368 с.
- Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 1. С. 137–142.
- Высоцкий И.В., Высоцкий В.И.* Формирование нефтяных, газовых и конденсатногазовых месторождений. М.: Недра, 1986. 226 с.
- Гаврилов В.П.* Геодинамика. М.: Макс-пресс, 2007. 373 с.
- Губкин И.М.* Учение о нефти. М.: Наука, 1975. 384 с.
- Еременко Н.А., Чилингар Г.* Геохимия нефти и газа на рубеже веков. М.: Наука, 1996. 227 с.
- Лопатин Н.В., Емец Т.П.* Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Недра, 1982. 143 с.
- Моделирование нефтеобразования / Под ред. С.Г. Неручева, О.К. Баженовой, Н.В. Марасановой. М.: Наука, 1992. 213 с.
- Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 207 с.
- Нефтяные и газовые месторождения СССР / Под ред. С.П. Максимова. М.: Недра, 1987. 297 с.
- Петров А.А.* Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 262 с.
- Соколов Б.А.* Эволюция и нефтегазоносность в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1980. 243 с.
- Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти и газа. М.: Мир, 1981. 501 с.
- Успенский В.А., Радченко О.А., Глебовская Е.А.* и др. Основы генетической классификации битумов. Л.: Недра, 1964. 266 с.
- Хант Дж.* Геохимия и геология нефти и газа / Под ред. Н.Б. Вассоевича, А.Я. Архипова. М.: Мир, 1982. 703 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (В.А. Садовничий)	5
Предисловие к третьему изданию	6
Введение	8
Глава 1. Характеристика природных углеводородных систем	11
1.1. Нефть и газ — горючие полезные ископаемые.....	11
1.2. Нефтяные системы	16
1.3. Газовые углеводородные системы	46
1.4. Продукты природного преобразования нефтей	61
Глава 2. Органическое вещество — источник углеводородных флюидов	74
2.1. Органическое вещество осадочных пород	74
2.2. Нефтематеринский потенциал органического вещества...	96
Глава 3. Эволюция органического вещества в литогенезе	104
3.1. Исходный материал органического вещества осадочных пород	104
3.2. Условия накопления органического вещества и его преобразование в диагенезе	123
3.3. Трансформация органического вещества в катагенезе.....	148
Глава 4. Нефтегазоматеринские свиты и концепции нефтегазообразования	172
4.1. Понятие о нефтегазоматеринской свите.....	172
4.2. Определение потенциала нефтегазоносности	182
4.3. Современные концепции нефтегазообразования	188
Глава 5. Миграция нефти и газа	208
5.1. Первичная миграция	208
5.2. Вторичная миграция	223
5.3. Изменение состава нефтей в процессе миграции.....	231
Глава 6. Нефтегазоносные комплексы, природные резервуары и покрывки нефти и газа	239
6.1. Природные резервуары.....	241
6.2. Коллекторы нефти и газа	256

6.3. Свойства коллекторов нефти и газа.....	258
6.4. Вторичные преобразования пород-коллекторов.....	267
6.5. Классификация терригенных коллекторов.....	276
6.6. Карбонатные коллекторы.....	278
6.7. Основные сведения о породах-флюидоупорах.....	295
Глава 7. Условия аккумуляции углеводородов	308
7.1. Залежи нефти и газа	308
7.2. Месторождения нефти и газа, зоны нефтегазонакопления	332
7.3. Формирование месторождений нефти и газа.....	359
Глава 8. Нефтегазоносный бассейн — основной элемент нефте- геологического районирования	378
8.1. Нефтегазоносные бассейны и их эволюция.....	378
8.2. Флюидодинамический и геотермический режимы нефте- газоносных осадочных бассейнов.....	409
Глава 9. Распределение нефти и газа в земной коре	418
Заключение	426
Литература	427

Published by decision of the Academic Board of Moscow University

Readers:

Doctor of geol.-mineral. sciences,
member of the Russian Academy of Sciences
A.N.Dmitrievskiy (Institute of Oil Problems of the Russian Academy
of Sciences)

Doctor of geol.-mineral. Sciences, Professor *A.E.Schlesinger*
(Geological Institute of the Russian Academy of Sciences)

Bazhenova O.K., Burlin Yu.K., Sokolov B.A., Khain V.E.

Geology and Geochemistry of Oil and Gas: Textbook /
O.K. Bazhenova, Yu.K. Burlin, B.A. Sokolov, V.E.Khain. —
3rd ed., — revised and complemented. — M.: Moscow University
Press, 2012. — 432 p., il. — (Classical University Textbook)

In this textbook (1st edition — in 2000, 2nd edition — in 2004) main problems of oil and gas geology and geochemistry are presented. They include generation, migration and accumulation of hydrocarbons, gas, oil and its derivatives composition and characteristics of its distribution within the Earth's crust. Formation of hydrocarbons is regarded as general process and natural result of the Earth's crust development. Special attention is given to the role of fluidodynamic processes in formation of oil-bearing structures in sedimentary basins. Classification of sedimentary basins is carried out from the modern geodynamics perspective, with use of latest conceptions of the Earth's crust structure and nonlinearity of tectonogenesis and lithogenesis processes. The role of oil and gas in economy and fuel-energy balance of the country and the whole world is considered.

For university students of speciality "Geology and geochemistry of fuel fossils".

Key words: oil, gas, organic matter, hydrocarbons, oil and gas source rocks, migration of hydrocarbons, natural reservoirs, oil and gas reservoir rocks, seal rocks, oil and gas traps, oil and gas deposits, oil and gas fields, oil and gas bearing basins, fluidodynamic regime.

Учебное издание

**Баженова Ольга Константиновна
Бурлин Юрий Константинович
Соколов Борис Александрович
Хаин Виктор Ефимович**

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ НЕФТИ И ГАЗА

3-е издание, переработанное и дополненное

Редактор *Г.С. Савельева*

Художественный редактор *Г.Д. Колоскова*

Художники *Н.Н. Аникушин, Н.С. Шувалова*

Технический редактор *Н.И. Матюшина*

Корректор *Н.И. Коновалова*

Компьютерная верстка *Л.В. Тарасюк*

*Художественное оформление серии выполнено
Издательством Московского университета
и издательством «Проспект»
по заказу Московского университета*

Подписано в печать 20.12.2011.
Формат 60×90 $\frac{1}{16}$. Гарнитура Таймс.
Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 27,0. Уч.-изд. л. 27,56.
Тираж 1000 экз. Изд. № 8510. Заказ № .

Ордена «Знак Почета»
Издательство Московского университета.
125009 Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Тел.: (495) 629-50-91. Факс: (495) 697-66-71.
(495) 939-33-23 (отдел реализации).
E-mail: secretary-msu-press@yandex.ru

Сайт Издательства МГУ: www.msu.ru/depts/MSUPubl2005
Адрес отдела реализации: Москва, ул. Хохлова, 11 (Воробьевы горы, МГУ).
E-mail: izd-mgu@yandex.ru. Тел.: (495) 939-33-23.
Интернет-магазин: <http://msupublishing.ru>