

Глава 7. Структуры разрушения и флюидный режим верхней коры

7.1. Элементы разломной тектоники

7.1.1. Основные понятия разломной тектоники

В данной главе приводятся основные сведения о разрывных нарушениях континентальной коры и методах их измерения. Такое внимание к методическим вопросам объясняется общей направленностью монографии, имеющей целью осветить в дальнейшем проблемы технологии измерений. Развитие учения о разломах шло параллельно с совершенствованием средств их исследования. Эффективность различных технологий недропользования существенным образом зависит от нашего знания фактического материала, который получается различными геологическими и геофизическими методами изучения верхней коры и, особенно, ее верхних слоев. Кроме того, методы измерения трещиноватости и напряженного состояния сами по себе имеют практическое значение для многих проблем недропользования. Например, они могут быть использованы в различных поисковых технологиях. По указанной причине в данном параграфе описываются не только сами трещиноватые и разломные структуры, но и указанные методы [Белоусов Т.П. и др., 1994, 1997, 2000].

Тектонические движения массивов горных пород приводят к их разрывным нарушениям, т.е. смещениям одной части целого массива относительно другой. В геологической литературе разрывные нарушения обычно обозначают термином *дизъюнктивные образования* (или *структуры*). Крупные разрывные нарушения называют разломами. Разломы бывают глубинные, региональные и локальные. Глубинные разломы разделяют литосферные плиты. Движение по этим разломам связано с глобальными геодинамическими процессами и возникновением крупных землетрясений. Региональные и локальные разломы находятся в пределах земной коры и представляют существенный интерес с точки зрения проблем геопользования, в частности, добычи полезных ископаемых.

Основателем учения о разломах в их современном понимании считается американский геофизик Гоббс [Hobbs, 1911], который дал им название *линеаменты*. Сейчас этим термином обозначают выделяемые по аэро- и космоснимкам линии на земной поверхности, которые совсем не обязательно являются разломами, а могут представлять собой результат техногенной (например, сельскохозяйственной) деятельности. В России формирование элементов учения о разломах началось значительно раньше в работах Карпинского [1883, 1894]. Затем данное направление получило развитие в работах Обручева [1912, 1915]. Термин *глубокий разлом* ввел Н.Г. Кассин [1934] на материале изучения разломной тектоники Казахстана. В России сформировалась целая плеяда выдающихся геологов, которые внесли вклад в учение о разломах. Кроме упомянутых исследователей, к ним следует отнести также В.И. Попова, В.Н. Огнева, М.М. Тетяева, В.А. Николаева. Однако наиболее глубокий анализ *глубинных разломов* провел А.В. Пейве [1945], который впервые и ввел указанный термин. На последнем этапе учение развивали В.Е. Хаин [1964], А.И. Суворов [1968] и В.В. Белоусов [1975, 1978]. Пейве указал, что разлом является узкой дизъюнктивной зоной, а не просто поверхностью контакта двух блоков литосферы. В современном понимании дизъюнктивная зона представляет собой сильно разрушенную трещиноватую среду, в которой имеют место значительные пластические (катакластические) деформации, обусловленные скольжением по границам трещин.

За время существования континентов структурный план разломной тектоники неоднократно менялся. Для определения характера движения по разломам и реконструкции их движения необходимо отследить этапы их развития и выделить тот период их развития, который оставил наиболее четкие следы. С начала палеозойского времени по плейстоцен прошло три цикла тектонической деятельности, которые сопровождались образованием и эволюцией разломов: каледонский, герцинский и альпийский циклы. Для целей реконструкции особенно важен последний, альпийский цикл. Именно движения в конце альпийского цикла (в неоген-четвертичном периоде) наилучшим образом восстанавливаются современными геологическими, геохимическими и геофизическими методами. К последним относятся сейсморазведка, гравиразведка, магнитометрия, а также теоретические (геомеханические) методы реконструкции трещиноватости и напряженного состояния.

Дизъюнктивные структуры представляют собой относительные смещения стратиграфических маркирующих уровней, хорошо заметные на обнажениях коренных пород. В тех случаях, когда породы выходят на земную поверхность, они изучаются геоморфологическими методами (к которым относятся неотектонические и сейсмотектонические исследования). Задачей этих методов является выделение разрывных нарушений, активных на плейстоценовых и голоценовых этапах неотектонического времени. Если разрывы не очень хорошо видны в современном рельефе, то дополнительно производится изучение:

- геологического строения территории;
- морфометрии, морфологии, генезиса и возраста современного рельефа;
- закономерности развития аккумуляционных и денудационных процессов;
- закономерностей фаций и мощностей четвертичных отложений.

Если речные долины пересекают разломы, то есть возможность восстановить их морфоструктурный план. Обычно обращается внимание на следующие элементы структуры:

- спрямляемость речных долин;
- линейная вытянутость в современном рельефе систем уступов, а также деформаций поверхностей выравнивания, террасовых уровней, неоген-четвертичных отложений и т.п.;
- приуроченность к линейно ориентированным зонам родников, минеральных источников, необычной или обильной растительности и другим гидрогеологическим и ботаническим аномалиям;
- вытянутость в линейные зоны гравитационных аномалий и палеодислокаций различного генезиса.

Среди глубинных континентальных разломов выделяется группа разломов, которая по многим признакам напоминает трансформные разломы в океанической литосфере. Вполне возможно, что и те, и другие имеют общий механизм происхождения, связанный с глобальными геодинамическими процессами в зонах спрединга. Раздвижение крупных литосферных плит в этих зонах связано с конвективными процессами в мантии. Кинематика конвективных ячеек не может быть полностью согласована с кинематикой жестких литосферных плит в силу различий в реологии, форме и режиме движения. В результате этого несогласия и возникают трансформные разломы. Связь с глобальными конвективными движениями в мантии устанавливается по согласованности движений трансформных разломов, расположенных симметрично относительно срединно-океанического хребта. Будем называть такие разломы *сопряженными*. Изменение направления, характера и скорости движения в сопряженных разломах происходит одновременно по обе стороны от хребта, что возможно лишь в случае перестройки гло-

бальной структуры конвективных движений в мантии. Только так можно объяснить синхронность изменений в сопряженных разломах, которые отстоят друг от друга на многие тысячи километров.

Континентальные аналоги трансформных разломов являются, строго говоря, уже не разломами. Они скорее представляют собой подвижно-складчатые пояса, имеющие достаточно большие поперечные размеры в первые сотни километров и сложную тектоническую структуру. В этих поясах сильно развиты флексурные деформации, а также многочисленные и сложно структурированные разрывные нарушения. Их глубокие корни возможно уходят в мантийную часть литосферы. Тем не менее, они имеют все признаки разломов – линейную вытянутость, определенный механизм движений (право- и левосторонний сдвиги) и т.д. Причина их довольно размытой и усложненной внутренней структуры заключается в том, что вещество континентальной литосферы является более мягким, податливым и рыхлым по сравнению с породами океанической коры.

Примером таких сопряженных "континентальных трансформных разломов" являются разломные структуры Балтийского и Канадского щитов, которые имеют во многом сходное строение. К таким структурам относятся Саво-Ладожская зона свежескарелид и Беломорско-Лапландский пояс [Морозов, 2002]. Эти подвижные пояса имеют сложную тектоническую структуру. Сдвиговые движения в них сопровождаются нормальными смещениями (т.е. движениями поперек разлома). Если нормальные смещения направлены внутрь разлома, то указанная комбинация разломных движений называется *транспрессией*. Если же нормальные смещения носят растягивающий характер, то эти движения называются *транстенсией*. Эти поперечные движения сопровождаются характерными для них структурно-морфологическими особенностями рельефа поверхности. Ю.А. Морозов [2002] свел в единую диаграмму (рис. 63) результаты по структурному парагенезису разрушения, полученные разными авторами. Термин *парагенезис* означает совместное происхождение (в данном случае – структур разрушения). На этой диаграмме схематически показан сдвиг, сопровождаемый транспрессией и транстенсией.

На рис. 63а показаны различные элементарные нарушения, которые возникают в режиме нагружения сжатие-растяжение. К ним относятся сколы, трещины отрыва, складки, кливажи, стилолитовые швы, надвиги и сбросы. На рис. 63б показана структура *сдвига*, который осложнен элементами разрушения или смятия второго порядка, отмеченными цифрами. К ним относятся: 1) синтетические R_1 и антитетические R_2 линии скольжения Риделя, 2) оси складок, 3) структуры растяжения (трещины отрыва, грабены, впадины), 4) надвиги и покровы, 5) комбинация всех элементов разрывно-складчатого пояса.

На рис. 63в показана структура пальмового дерева, возникающая при выдавливании вещества подвижного пояса в процессе сжатия. Если один из бортов разлома приподнимается, то возникают асимметричные условия сжатия (рис. 63г). При растяжении возникают грабеноподобные структуры. Если осевая линия основного разлома (разрушение первого порядка) является достаточно изогнутой, то вдоль этой линии могут возникнуть локальные условия поперечного сжатия и растяжения. На рис. 63д, ж показаны такие локальные структурные элементы разрушения.

В подвижных поясах "континентальных трансформных разломов" сильно развиты магматизм, сейсмичность и движение флюидов из недр планеты и в первую очередь из астеносферы. Здесь породы в большей степени обогащены рудным материалом, и можно ожидать больших скоплений полезных ископаемых.

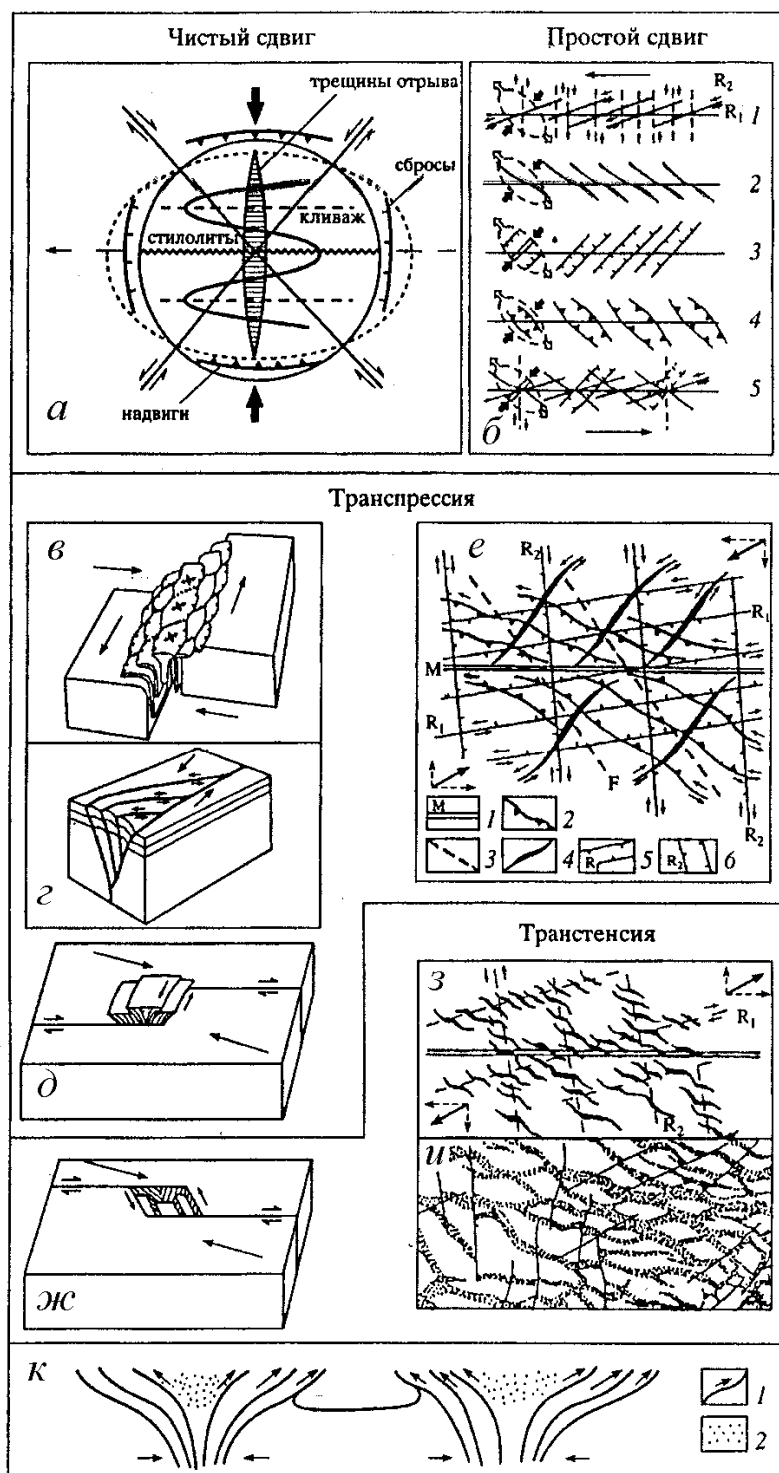


Рис. 63. Схемы структурного парагенеза различных режимов разрушения по Ю.А. Морозову [2002]: сжатия-растяжения (а), сдвига (б), транспрессии (в – е, к) и трансенсии (ж – и):

а – соотношение сопряженных систем сколов, трещин отрыва, складок, кливажа, стилолитовых швов, надвигов и сбросов;

б – структура магистральной сдвиговой зоны: 1 – с оперяющими синтетическими (R_1) и антитетическими (R_2) сколами Риделя, 2 – с осями складок, 3 – со структурами растяжения (трещины отрыва, грабены, впадины), 4 – с надвигами и покровами, 5 –

комбинированное сочетание всех элементов разрывно-складчатого парагенеза;

- ϕ – структура "пальмового дерева" зон транспрессии;
- ε – асимметричное развитие надвиговых структур в сегменте сжатия зоны;
- δ – ситуация транспрессии в зоне изгиба поверхностей сдвигового сместителя;
- e – обобщенный структурный парагенез транспрессии: 1 – магистральный сдвиг, 2 – надвиги, 3 – оси складок, 4 – трещины отрыва, 5 – синтетические и 6 – антитетические сколы Риделя;
- жс – структура трансценсии в месте изгиба поверхности сгиба;
- $з$ – структурный парагенез трансценсии на начальной стадии;
- $и$ – структурные трансценсии на продвинутой стадии развития;
- $к$ – схема пространственного соотношения дивергентных и конвергентных систем разрыва в смежных структурах "пальмового дерева" (разрез): 1 – надвиги, 2 – области вторичного растяжения.

7.1.2. Методы наблюдения нарушений

Чаще всего разрывные нарушения определяются геоморфологическими методами по данным изучения рельефа поверхности или обнажений консолидированных пород, а также сейсмологических методами по механизмам землетрясений. В предгорных районах (в частности, на юге Ставропольского края) непосредственные полевые работы наталкиваются на чисто технические затруднения из-за сложного рельефа, отсутствия дорог и других факторов высокогорья. В этих регионах разрывные нарушения обнаруживаются с помощью аэро- и космоснимков, что позволяет изучать территорию равномерно по всей площади и проконтролировать наземные измерения.

В работах [Белоусов Т.П. и др., 1997, 2000] проведено комплексное изучение тектонических смещений террас и речных долин для целого ряда регионов, что позволило выделить разрывные нарушения земной поверхности на больших площадях. В частности, были закартированы разрывные нарушения Татарского свода, Памиро-Гималайского разлома и других регионов.

Если в платформенных областях, покрытых толстым слоем молодых осадочных пород, тектоническая и сейсмическая активности понижены, то применение указанных методов затруднено по причине закрытости геоморфологических признаков и их слабой выраженности. Отсутствие слабых землетрясений делает невозможным применение сейсмологических методов определения механизмов землетрясений. В этом случае целесообразно комплексное использование геофизических, буровых, геоморфологических и геодезических методов. Примером может служить Западная Сибирь, которая является тектонически и сейсмически спокойным регионом.

Сходные проблемы возникают в Ставропольском своде Скифской плиты. В данном регионе верхний осадочный слой не отражает морфоструктурный план нижних этажей, а малоамплитудные смещения по разломам геофизическими методами фиксируются не очень надежно.

Существуют разные подходы к изучению трещиноватой структуры пород на больших пространственно-временных масштабах. Один из них заключается в том, чтобы сочетать геоморфологический и геомеханический методы. Измеряя трещиноватость на обнажениях коренных пород и геоморфологический план местности, можно, в принципе, восстановить трещиноватость и напряженное состояние в момент зарождения данной трещиноватости. Указанные соображения позволяют, в свою очередь, определить современные напряжения. Сама методика базируется, разумеется, на некоторых физических предположениях, без которых невозможно построить любой конструктивный метод определения напряжений на больших пространственно-временных мас-

штабах. Знание реально действующих напряжений в верхних слоях коры позволяет, в свою очередь, решать многие практические задачи.

Можно допустить, что трещиноватая структура наследуется с момента своего возникновения. В морских осадочных бассейнах происходит консолидация и отверждение осадочного материала. Первоначально слои имеют строго горизонтальное залегание. В момент литификации трещин под действием напряжений, существовавших в тот момент, в них возникает система локализованных деформаций. Основное допущение заключается в следующем. Раз возникнув, нарушения уже практически никогда не заживают полностью. В результате движение в процессе нагружения происходит, в основном, по системе старых трещин. Другими словами, первопричиной наблюдаемой трещиноватой структуры коренных пород является разрушение не совсем консолидированных осадочных пород на определенной стадии их литификации. Естественно, что позднее могут возникать и новые тектонические трещины. Однако появление новых трещин представляет собой вспомогательный механизм образования трещин. Основным механизмом состоит в возобновлении первичных нарушений.

Второе допущение состоит в том, что эта трещиноватая структура сохраняет следы напряженного состояния осадочных пород в момент их литификации, когда они имели строго горизонтальное положение. В слабо сцементированных породах при небольшом всестороннем сжатии трещины ориентированы вдоль оси наибольшего главного напряжения. Данный факт объясняется взаимодействием отдельных дефектов (например, цилиндрических пор). В процессе нагружения эти поры ведут себя как электрические заряды. Поры, расположенные вдоль оси наибольшего главного напряжения, отталкиваются [Белоусов Т.П. и др., 1997]. Поры и полости, расположенные в перпендикулярной плоскости, притягиваются. В итоге образуется наблюдаемая система трещин. Геоморфологический метод дополняется сейсмологическими измерениями механизмов землетрясений. Знание нодальных плоскостей в очаге землетрясений позволяет определить современное напряженное состояние.

Если эту гипотезу принять, то появляется возможность восстановить палеонапряженное состояние, которое имело место в момент зарождения трещиноватой структуры. На этой идее основана технология расчета палеонапряжений, которая изложена в работах [Белоусов Т.П. и др., 1994, 1997]. Полученные палеонапряжения хорошо согласуются с геоморфологическими данными, а также и с современными напряжениями, полученными на основе сейсмологических данных. Сейсмологические измерения позволяют определить механизмы землетрясений, т.е. положение нодальных плоскостей. Современные напряжения либо наследуют палеонапряжения, либо отклоняются от них в соответствии с изменениями тектонической ситуации. Согласованность данных, полученных разными и независимыми друг от друга методами, свидетельствует о том, что предложенная гипотеза является вполне разумной.

Для применимости данной технологической схемы необходимо, чтобы на поверхность выходило достаточное количество обнажений коренных пород и эти обнажения были доступны. Желательны также умеренная сейсмичность региона и наличие сети сейсмостанций. Комбинация этих факторов делает данную технологию достаточно эффективной. Этим условиям удовлетворяет Европейская часть России, особенно, ее восточные и южные области – Татарстан, Башкирия и Северный Кавказ. В то же самое время Западная Сибирь является асейсмичным регионом и почти целиком покрыта болотистым рельефом и тайгой.

Есть также и другие ограничения. Известно [Magara, 1974, 1976], что в молодых, быстро опускающихся осадочных бассейнах на глубинах около 3 км в относительно тонком слое (условно назовем его реологическим барьером) происходит качественное изменение реологических и прочностных свойств неконсолидированных

осадочных пород. До глубин 3 км сохраняется высокопроницаемая трещиноватая структура осадочного комплекса, которая гидрологически связана с морским бассейном, а флюид находится в состоянии гидростатического равновесия. Именно в этой зоне трещиноватость наследуется с самого начала, и потому изложенная выше гипотеза хорошо работает.

Однако в самом реологическом барьере и ниже его проницаемость и вязкость резко уменьшаются, а трещиноватость исчезает. Под барьером появляется аномально высокое пластовое давление. В геофизической литературе флюидные процессы ниже барьера обычно описываются уравнениями *компакции* (см. в следующей главе). На глубинах ниже реологического барьера сосредоточены основные нефтяные месторождения молодых бассейнов. Вследствие разжижения глинистых пород в барьере и ниже его происходит залечивание древних трещин и образование новой системы трещин в соответствии с напряженным состоянием и условиями разрушения в данной области. Если слои с течением времени выходят на поверхность, то мы восстанавливаем не их исходную трещиноватую структуру, а лишь состояние под барьером. Если за все время эволюции напряженное состояние платформы меняется не очень сильно, то указанный фактор не влияет на окончательный результат и укладывается в допустимую погрешность метода.

Полевые замеры параметров трещин на обнажениях подвергаются математической обработке. Углы наклона единичного вектора к поверхности трещины и величина площади данной поверхности являются основными параметрами трещин. Указанные параметры обрабатываются с помощью специальных диаграмм. Существуют, по крайней мере, три типа диаграмм, с помощью которых производится наглядное представление параметров трещин и их математическая обработка.

Наиболее популярным и распространенным является представление с помощью стереографической проекции. В стереографической проекции фигурируют сферы единичного радиуса. Из этого центра сферы проводится единичный вектор нормали к плоскости трещины до точки касания сферы, и далее эта точка проектируется на плоскость. Она называется полюсом трещины. Таким образом, на плоский круг наносятся полюса трещин, соответствующие данному конкретному обнажению. Способы перенесения на плоскость бывают разными. В способе Вульфа сохраняются углы, но искажаются площади. В способе Шмидта сохраняются площади, но искажаются углы. В результате на сфере и на плоскости возникает распределение трещин по их угловым координатам, которое далее подвергается процедуре математической обработки. В геологической практике чаще всего используется распределение Шмидта. В работе [Белоусов Т.П. и др., 1997] используется распределение Вульфа. Кроме этих распределений, используется также и т.н. вероятностная диаграмма-матрица. В данном представлении по осям декартовой системы координат откладываются азимут и угол падения трещины. Во всем остальном техника аналогична предыдущим двум представлениям.

По результатам полевых измерений формируется банк данных, включающий в себя первичные измерения. От качества первичных измерений зависит информативная ценность дальнейшей математической обработки материала. Банк данных снабжается программными средствами, которые позволяют представить первичные данные в любом из перечисленных выше представлений. Основной момент данной технологии состоит в том, что делается коррекция измеренных угловых параметров трещин с тем, чтобы привести их к исходному состоянию, когда слой был плоскопараллельным и занимал горизонтальное положение. Именно для этого положения и производится дальнейшая математическая обработка параметров трещин.

Распределение построенных указанным выше способом точек одного обнажения

или его части называется *локальным ориентационным распределением*. При построении регионального распределения суммируются результаты, относящиеся к разным обнажениям в пределах данного региона. Такое распределение называется *регионально-ориентационным*. К их обработке далее привлекаются статистические методы. Опуская детали (которые можно найти в оригинальной работе [Белоусов Т.П. и др., 1997]), отметим лишь некоторые принципиальные моменты. Главной характеристикой трещин данного размера является плотность углового распределения трещин. Строятся изолинии равной плотности и т.н. *кластеры*. Последние представляют собой "компактные группы точек". Существует некий математический алгоритм, который формализует данное понятие.

Для вертикально ориентированных трещин более удобным является не полюсное, а другое представление – в виде линий пересечения трещин с горизонтальной плоскостью. Для данного представления строится роза-диаграмма, которая в какой-то степени напоминает диаграмму направленности акустических систем и радаров. Во всяком случае, роза-диаграмма имеет наглядный образ, который упрощает понимание общей картины и ее интерпретацию.

В каждом слое есть его внутренняя структура (слоистость и сланцеватость). Эти структуры возникают в момент литификации слоя под действием существовавших тогда напряжений. В результате в слое возникала система плоскостей скольжения, параллельных самому слою. При деформации, изгибе и повороте слоя эти элементы внутренней структуры сохраняются. При этом угловые характеристики трещин по отношению к плоскостям скольжения также сохраняются. Данный факт существенно облегчает технологию реконструкции первоначального положения слоя и расположения в нем трещин и является фактором контроля данной измерительной технологии и косвенным подтверждением правильности заложенных в нее предположений.

Формализация распределения параметров трещин и их удобное представление позволяют провести разумную классификацию трещин, которая может иметь практическое приложение. В частности, представляет интерес соотношение между параметрами локально ориентационных и регионально ориентационных распределений трещин. Эти соотношения отражают процессы деформации и эволюции отдельных трещиноватых пластов и, в частности, коллекторов. Строить детерминированные геомеханические модели динамики пластов сложно по причине отсутствия достаточного количества фактических данных для полноценной верификации моделей данного класса. Статистические модели позволяют обойти эти трудности. В частности, классификация трещиноватых структур на основе статистических параметров может лежать в основе экспертных и других логических систем.

7.1.3. Фрактальные свойства верхней коры

Уже давно отмечено, что структуры разрушения обладают свойствами подобия при изменении их масштабов [Садовский и др., 1984; Гейликман, Писаренко, 1989; Mandelbrot, 2002; Turcotte, 1989; Okubo, 1987]. При определенных условиях эти свойства называются фрактальными. В зависимости от методов исследования и точек зрения эти свойства часто обозначаются различными терминами (кусковатость, многомасштабность, самоподобие и т.д.). Свойство фрактальности характерно не только для горных пород, но и для других природных объектов.

Рассмотрим некоторую многомасштабную структуру любой природы. Пусть в ней есть элементы с размером r_i , число которых равно N_i . Эта структура называется фрактальной, если для любого i эти величины связаны соотношением

$$N_i = \frac{C}{r_i^D},$$

в котором константы C и D не зависят от размера структуры. Данное свойство называют скейлингом. Приведенное соотношение можно записать в форме некоторого статистического распределения по числу элементов

$$N = \frac{C}{r^D}. \quad (7.1.1)$$

Показатель степени D , который называется фрактальной размерностью Хаусдорфа-Безиковича, отличается от топологической размерности объекта.

Фрактальность является общим свойством горных пород и геологических структур. Типичным примером (который обычно приводится в качестве классической иллюстрации фрактальных объектов) является береговая линия [Mandelbrot, 1982; 1989]. Структура пор в пористых породах в определенных пределах изменения масштабов также самоподобна [Bale, Schmidt, 1984; Katz, Thompson, 1985]. Аналогичными свойствами обладают поверхности разрушения горных пород [Avnir et al., 1984; Li, Xu, 1993].

Наиболее надежным методом определения фрактальных свойств трещиноватой структуры в верхней коре являются сейсмологические исследования, которые обсуждаются ниже.

В работе [Файзулин, Шапиро, 1989] была исследована акустическая модель случайной среды с дискретными включениями малой концентрации. Было показано, что фрактальная размерность в данной среде совпадает с фрактальной размерностью разломов. Были произведены также расчеты частотной зависимости для рассматриваемой модели с включениями и для стохастической модели турбулентности. Оказалось, что при определенных условиях эти спектры идентичны. Общий результат состоит в том, что модель случайной среды с дискретными включениями, распределенными по закону (7.1.1) с показателем, лежащим в интервале $3 < D < 4$, представляется достаточно адекватной.

Анализ распределения рудных месторождений, проведенный в параграфе 8, дает основание предположить, что трещиноватость в верхней коре имеет соответствующую стратификацию. Другими словами, трещиноватая структура существенным образом меняется по глубине вплоть до 15 км. В пользу указанного обстоятельства говорят также результаты механических экспериментов на испытательных машинах с образцами горных пород. Другими словами, в пределах региона со сходными геологическими и тектоническими условиями распределение трещин по горизонтали может быть статистически однородным. В то же самое время по вертикали оно неоднородно. Следовательно, фрактальные модели статистически однородной трещиноватой структуры верхней коры целесообразно разрабатывать на основе одномерных и двумерных моделей (с топологическими размерностями соответственно 1 и 2).

7.2. Напряженное состояние верхней коры

Проведенные выше рассуждения касались, в основном, самих разломов, а также других трещиновато-пористых зон. Однако проблема разломов и волноводов стоит гораздо шире динамики внутри этих областей. Важно понять, как распределяются напряжения во вмещающих массивах пород, а также в блоках земной коры, которые содержат как нарушенные, так и ненарушенные участки. Зная поле напряжений, его особенности и основные параметры, можно судить о характере смещений по разломам и другим ослабленным зонам, а также о сопутствующих движениях флюидов.

Тензоры напряжений и деформаций играют фундаментальную роль в геодинамике и тектонофизике. По геофизическим измерениям определяется, в основном, тензор деформаций. Для различного рода интерпретаций, имеющих прикладное значение, удобнее всего тензор напряжений. Между тем, в геофизической литературе смысл этих понятий иногда размывается, и происходит путаница. Иногда под напряженным состоянием понимается трещиноватая структура и различные следы разрушения, т.е. причина подменяется следствием. Это связано с тем, что для вычисления тензора напряжений необходимо привлечение тех или иных физических гипотез (например, о реологии среды). Часто эти гипотезы содержат необоснованный произвол, что заводит в тупик саму проблему определения напряженного состояния коры.

Инструментальное измерение указанных величин составляет предмет механики горных пород. Для наших целей достаточно знать лишь общие характеристики напряженного состояния и объективные методы его измерения. Интерес представляет также сейсмический режим разломных зон, который обусловлен напряженным состоянием.

7.2.1. Характер регионального поля напряжений

Рассмотрим региональное поле напряжений в коре, усредненное по локальным неоднородностям. Ориентируем оси ортогональной системы координат (x_1, x_2, x_3) таким образом, что ось x_3 направлена вверх. Тензор напряжений σ_{ij} удовлетворяет уравнению баланса сил

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = 0. \quad (7.2.1)$$

Здесь ρ – плотность, $\vec{g} = \{0, 0, -g\}$ – ускорение силы тяжести.

Многие независимые геолого-геофизические наблюдения показывают, что региональное поле напряжений в верхней коре носит двухосный характер. Другими словами, оно существенно меняется по вертикали в соответствии с весом пород, достаточно медленно изменяется по латерали и характеризуется только двумя ортогональными горизонтальными главными напряжениями – максимальным σ_{\max} и минимальным σ_{\min} . Третье главное напряжение σ_3 соответствует литостатическому давлению слоя коры

$$\sigma_3 = \int_0^h \rho g dx_3 \quad (7.2.2)$$

и не может рассматриваться как независимая переменная величина.

Гипотеза двухосности напряжений коры хорошо подтверждается многочисленными сейсмологическими измерениями механизмов землетрясений, радиусометрией скважин, замерах борозд и зеркал скольжения трещин в обнажениях и другими инструментальными определениями напряжений [Angelier, 1984; Cornet, Vallette, 1984; Юнга, 1990], а также геоморфологическими наблюдениями [Белоусов Т.П. и др., 1994, 1997]. Указанные измерения по многим регионам мира (проведенные по проекту World Stress Map в рамках международной программы "Литосфера") были занесены в банк данных и нанесены на мировую карту напряжений [Zoback, 1989, 1992]. Эти данные лежат в основе современных геодинамических и тектонофизических исследований.

В настоящее время принята следующая классификация напряженных состояний:

– $\sigma_{\max} > -\sigma_3 > -\sigma_{\min}$ – состояние сдвига, при котором развиваются преимущественно подвижки с горизонтальным вектором разрыва смещений;

$-\sigma_3 > -\sigma_{\max} > -\sigma_{\min}$ – состояние растяжения, при котором обычно имеют место сбросы;

$-\sigma_{\max} > -\sigma_{\min} > -\sigma_3$ – состояние сжатия, способствующее развитию надвигов.

Подставив (7.2.2) в (7.2.1), получим, что касательные напряжения σ_{13} и σ_{23} равны нулю, т.е. слой не выдерживает сдвиговых напряжений. Отсутствие указанных касательных напряжений в верхней коре объясняется ее повышенными трещиноватостью и раздробленностью. В той части коры, которая доступна наблюдениям, напряженное состояние (за вычетом гидростатической составляющей напряжения) является двумерным, а на небольших территориях – плоским. На границах разломов и трещин касательные напряжения существенно уменьшаются. Поэтому в их окрестности указанная закономерность, естественно, нарушается. С этими локальными возмущениями напряжений связаны землетрясения, местные подвижки по разломам и сопутствующие им различные локальные процессы. В частности, при сдвиговых деформациях в ослабленных трещиноватых зонах возникают процессы дилатансии, консолидации и компакций, которые влияют на величину порового давления насыщающих флюидов. В горизонтальных трещиноватых слоях указанные процессы могут иметь большие пространственные размеры.

Следует подчеркнуть, что горизонтальные напряжения σ_{\max} и σ_{\min} того же порядка, что и вертикальное напряжение σ_3 . Отсюда вытекает принципиально важный вывод в отношении механизма движения флюидов. Градиент порового давления, обусловленный динамикой трещиноватых зон, может достигать очень больших величин, соизмеримых с градиентом геостатического давления, т.е. порядка ρg . В природе существует не так много физических факторов, способных создавать столь большие градиенты порового давления. Например, тепловая конвекция в пористой среде создает градиенты порового давления на два-три порядка меньшие. Однако это отнюдь не означает, что механизм дилатансии и сопутствующие ему процессы являются доминирующими во всех случаях. Каждая конкретная ситуация требует специального изучения. Именно поэтому ниже более подробно рассматриваются отдельные классы сейсмотектонических и флюидодинамических процессов.

7.2.2. Неклассические задачи определения напряженного состояния

Существуют значительные трудности при определении реологических характеристик горных пород. Во многих случаях эти трудности имеют принципиальный характер, и тогда они являются непреодолимыми. Данное обстоятельство привело некоторых специалистов к заключению о невозможности (при современном состоянии науки) точного определения напряженно-деформированного состояния коры. На первый взгляд приведенное утверждение вполне обосновано, поскольку решение классической краевой задачи о нагружении некоторого объема без знания его реологии невозможно в принципе.

Однако в действительности ситуация не так уж и безнадежна. Недостающую информацию о реологии горных пород может заменить в некотором смысле эквивалентная информация о характеристиках напряженного состояния. Говоря об эквивалентности, мы имеем в виду следующее. Тензор напряжений имеет шесть компонент, а уравнений статики всего лишь три. Определяющие уравнения позволяют свести краевую задачу механики нагружения деформируемого тела к нахождению всего лишь трех компонент смещения. Для их нахождения вполне достаточно трех уравнений баланса сил. Тем самым задача становится определенной и корректно поставленной (при наличии соответствующих краевых условий).

Если же реологическое уравнение неизвестно, но есть дополнительная информация о характеристиках напряжений, то появляется возможность замкнуть задачу и сделать ее определенной для нахождения именно тензора напряжений. Однако деформации и смещения по-прежнему остаются неопределенными. В этом и состоит основная идея излагаемого подхода [Мухамедиев, 2000].

В настоящее время различными геофизическими методами определяются направления осей главных напряжений (т.н. эллипсоид тензора напряжений). Основная информация получается в результате сейсмологических измерений механизмов землетрясений (т.е. положения нодальных плоскостей). Кроме указанных измерений, весьма эффективными являются геоморфологические методы (включающие в себя измерение трещиноватости на обнажениях) и радиусометрия необсаженных скважин. Как уже говорилось выше, все эти измерения занесены в единую мировую базу экспериментальных данных об ориентации главных напряжений. Появляется возможность поставить задачу об определении тензора напряжений неклассическими методами безотносительно к реологии среды.

Как было показано выше, за вычетом геостатической составляющей напряженное состояние коры является плоским. У плоского тензора напряжений σ_{ij} есть всего лишь три компоненты σ_{11} , σ_{22} и σ_{12} , которые могут быть описаны с помощью комплексных функций комплексных переменных $z = x_1 + ix_2$ и $\bar{z} = x_1 - ix_2$. Выделим в этом тензоре шаровую и девиаторную составляющие

$$\sigma \equiv \frac{(\sigma_{11} + \sigma_{22})}{2}, \quad \text{a)} \quad (7.2.3)$$

$$\tau \equiv \frac{(\sigma_{22} - \sigma_{11} + 2i\sigma_{12})}{2}. \quad \text{b)}$$

Положим $\sigma_1 \equiv -\sigma_{\max}$ и $\sigma_2 \equiv -\sigma_{\min}$, тогда

$$\sigma \equiv \frac{(\sigma_1 + \sigma_2)}{2}, \quad \tau = |\tau| e^{i\alpha}, \quad |\tau| = \frac{1}{2}(\sigma_2 - \sigma_1) \geq 0. \quad (7.2.4)$$

Модуль комплексного касательного напряжения τ равен максимальному касательному напряжению в системе координат, связанной с эллипсом тензора напряжений. Угол α связан с углом поворота φ_c от положительного направления оси x_1 до оси σ_{\max} против часовой стрелки соотношением

$$\alpha = -2\varphi_c. \quad (7.2.5)$$

В комплексном представлении уравнения баланса сил принимают вид

$$\frac{\partial \sigma}{\partial z} = \frac{\partial \tau}{\partial \bar{z}}. \quad (7.2.6)$$

Три компоненты плоского тензора напряжений можно выразить через σ_1 , σ_2 и φ_c или σ , τ и α . По полю угла φ_c восстанавливается поле траекторий напряжений σ_1 , σ_2 .

Поле траекторий вместе с двумя уравнениями баланса сил (7.2.6) позволяет замкнуть систему уравнений движения и полностью определить тензор напряжений. Заметим, что выражения (7.2.3) – (7.2.6) совершенно не зависят от определяющего уравнения. Именно в этом смысле при определении напряженного состояния поле траекторий является величиной, альтернативной реологии среды. Измеряя характеристики напряженного состояния и вычисляя поле траекторий напряжений, можно вполне корректно решить задачу об определении плоского тензора напряжений в региональном масштабе [Мухамедиев, 2000].

7.3. Основы феноменологической сейсмологии

7.3.1. Некоторые соотношения феноменологической сейсмологии

В данном параграфе приводятся основные соотношения сейсмологии, полученные с помощью обработки результатов наблюдений. Они касаются, в основном, процессов в очаге землетрясения и ближайшей его окрестности. В самом широком смысле землетрясением являются колебания поверхности Земли вследствие прохождения упругих волн. Источник этих волн может быть самым разнообразным: вулканическая деятельность (вулканические землетрясения), обрушение полости в самых верхних слоях земной коры ("обвальные", "карстовые" землетрясения), взрыв, образование разлома или подвижка по существующему разлому в литосфере (тектонические землетрясения). Последний из перечисленных типов землетрясений приводит к наиболее катастрофическим последствиям, и именно тектонические землетрясения будут рассматриваться в настоящей работе.

В настоящее время общепринята модель Рейда очага тектонического землетрясения в виде сдвиговой подвижки по имеющемуся или вновь образующемуся разлому [Касахара, 1985; Костров, 1975; Райс, 1982]. Некоторые исследователи предполагают наличие и отрывной компоненты, особенно, при образовании нового разлома. Быстрая подвижка сопровождается излучением упругих волн, которые, собственно говоря, и воспринимаются как землетрясение. Силу землетрясения оценивают двумя способами: 1) по амплитуде колебаний, регистрируемых стандартным прибором, находящимся на определенном расстоянии от очага землетрясения; 2) по разрушениям, вызванным землетрясением. На первом способе основана предложенная Гуттенбергом и Рихтером [Gutenberg, Richter, 1965] шкала магнитуд, на втором – шкала интенсивностей. Магнитуда землетрясения, при корректном ее определении, не зависит от условий в точке регистрации и определяется энергией землетрясения в его очаге. Связь энергии с магнитудой дается, например, формулой Гуттенберга-Рихтера

$$\lg E = 1,5M + 4,8, \quad (7.3.1)$$

где E – энергия в джоулях, M – магнитуда (безразмерная величина). Самые слабые толчки, регистрируемые современными сейсмометрами, имеют отрицательные магнитуды; магнитуда самых сильных из известных землетрясений не превышает 9.

Интенсивность колебаний зависит не только от энергии землетрясения, но и от глубины его очага и от грунтовых условий в рассматриваемой точке. Например, разрушительное Ташкентское землетрясение 1966 года имело относительно небольшую магнитуду 5,1, но так как глубина его очага была невелика – 8 км, интенсивность в эпицентре составила VII-VIII баллов. Наиболее известной является принятая в настоящее время модифицированная шкала интенсивностей Меркали. Эта шкала 12-балльная. Колебания интенсивностью от I до III баллов практически не ощущаются: III балла соответствуют сотрясениям от близко проехавшего грузовика. Шестибалльные землетрясения сопровождаются незначительными разрушениями. В районах, где возможны семибалльные землетрясения, по принятым в нашей стране нормативам необходимо вести сейсмостойкое строительство. Десятибалльное землетрясение вызывает практически полное разрушение зданий, двенадцатибалльное – изменение ландшафта.

Одной из основных закономерностей, определяющих режим сейсмичности (развитие во времени), является закон повторяемости землетрясений [Гуттенберг, Рихтер, 1965]. Данный закон связывает количество землетрясений с их энергией и имеет вид

$$\lg N = a - bM, \quad (7.3.2)$$

где N – количество землетрясений в некотором интервале магнитуд от M до $M+\Delta M$, a и

b – константы, первая из которых определяет величину сейсмической активности и меняется от района к району, а вторая – определяет наклон графика повторяемости и имеет значение $\sim 3/4$.

Существуют также некоторые эмпирические закономерности между различными параметрами землетрясений. Так, японские ученые Т. Уцу и А. Секи [Utsu, Seki, 1955] установили связь между площадью S проекции поверхности афтершоков на дневную поверхность и магнитудой

$$\lg S = M + 6, \quad S \approx L^2, \quad (7.3.3)$$

где L – характерный линейный размер. Комбинируя (7.3.2) и (7.3.3), получаем

$$N = \frac{C}{L^D}, \quad \ln C = a - 6b, \quad D = 2b. \quad (7.3.4)$$

Данное соотношение свидетельствует о фрактальных свойствах трещиноватой структуры коры, принимающей участие в сейсмических процессах.

Сравнивая формулу (7.3.4) с (7.1.1), можно заметить, что в процессе сейсмической активности сейсмические события отражают фрактальные свойства трещиноватой среды верхней коры. Для крупных разломов типа Сан-Андреас фрактальная размерность лежит в пределах 1 – 1,5, в то время как топологическая размерность равна единице. Многомасштабными являются многочисленные оперяющие разломы. Как правило, геоморфологически выражены лишь наиболее крупные из них. Остальные исследуются косвенными или теоретическими методами, в частности, акустическими методами.

Аналогичная закономерность установлена для характерного периода сейсмических волн T_a

$$\begin{aligned} \lg T_a &= 0,51M - 2,59 \quad \text{при } M > 5, \\ \lg T_a &= 0,47M - 1,79 \quad \text{при } M < 5. \end{aligned} \quad (7.3.5)$$

М.А. Садовский [Садовский и др., 1987] и К. Цубои [Tsuboi, 1956] установили соотношение между энергией землетрясений E и наименьшим объемом V , включающим в себя очаг землетрясения,

$$E = e_0 V, \quad V = L^3. \quad (7.3.6)$$

Коэффициент пропорциональности в этом соотношении e_0 обычно интерпретируется как плотность упругой энергии. Он не зависит от магнитуды и района землетрясения. Для него найдено значение $e_0 \approx 10^3$ эрг/см³.

Для характерного времени T^* повторения землетрясений одинаковой магнитуды и для времени возникновения предвестников ΔT также найдены эмпирические закономерности (время – в годах, энергия – в джоулях):

$$\begin{aligned} \lg T^* &= \frac{1}{3} \lg E - 3,5, & \text{а)} \\ \lg \Delta T &= \frac{1}{3} \lg E - 4,5. & \text{б)} \end{aligned} \quad (7.3.7)$$

Из этих соотношений следует зависимость между T^* и ΔT

$$\Delta T = 0,1 T^*. \quad (7.3.8)$$

Наконец, есть зависимость для суммарной (для всех сейсмических событий) сейсмической энергии $E_{sum} = \sum_i E_i$ от времени (время – в годах, энергия в – эргах), установленная для Японии К. Цубои,

$$E_{sum} = 10^{23} (2,24t + 1,91) . \quad (7.3.9)$$

Существуют также многочисленные вариации этих формул при других значениях параметров и в других комбинациях величин, а также аналогичные зависимости для других, близких по смыслу величин (размер вышедшего на поверхность разлома и его смещение, средние и максимальные величины и т.д.).

Садовский с соавторами [Садовский и др., 1987] дал соотношению (7.3.7) некоторую интерпретацию. Он считает, что приток энергии в объем $V = L^3$ за время T^* при условии постоянства этого притока обеспечивает плотность энергии, даваемую формулой (7.3.6). Если встать на данную точку зрения, то с помощью элементарных выкладок получаем (7.3.7).

7.3.2. Представления о природе тектонических землетрясений

7.3.2.1. Дилатантно-диффузионная модель (ДД)

Остановимся вкратце на некоторых концепциях, которые обычно называют моделями подготовки землетрясений. Первой является т.н. *дилатантно-диффузионная модель* (или *ДД-модель*).

В процессе дилатансии происходит неупругое увеличение объема материала под действием приложенной к нему нагрузки. Возрастание объема связано с раскрытием пор и/или появлением и раскрытием трещин отрыва, ориентированных параллельно сжимающим напряжениям. В экспериментах показано, что величина изменения объема зависит от типа породы и составляет от долей до первых процентов.

Согласно дилатантно-диффузионной модели [Касахара, 1985; Соболев, 1993] на первой стадии напряжения и деформации постепенно нарастают до некоторого критического уровня. На второй стадии развивается дилатансионное увеличение пористости, причем, скорость роста пористости превышает скорость фильтрации флюидов из окружающего пространства. Третья стадия характеризуется притоком флюидов. На протяжении второй и третьей стадий поровое давление имеет пониженное значение, так что отмечается так называемое дилатансионное упрочнение пород. Разрушение и сопровождающее его землетрясение возникают после того, как в результате притока жидкости поровое давление возрастает, и прочность пород падает. Количественные расчеты по ДД-модели приведены, например, в монографии [Райс, 1982].

7.3.2.2. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования

Модель *лавинно-неустойчивого трещинообразования* (ЛНТ) известна также под названиями “сухая” модель, ИФЗ-модель. Главная роль в ней отводится неоднородному развитию дилатансионных трещин, роль флюидов не рассматривается [Мячкин и др., 1955; Мячкин, 1978]. В основу модели положены явления взаимодействия полей напряжений в окрестности трещин, а также явление локализации процесса трещинообразования на некоторой его стадии.

Согласно этой модели на первой стадии процесса растрескивание статистически однородно по пространству, рост напряжений вызывает увеличение плотности трещин. После превышения плотностью трещин некоторого критического уровня трещины начинают взаимодействовать между собой, что вызывает ускоренный их рост на второй стадии процесса. Данная стадия характеризуется ростом деформации и пористости. Третья стадия характеризуется укрупнением трещин в некоторой локальной зоне и, соответственно, падением напряжений и деформаций в окружающей среде. На четвертой

стадии укрупненные трещины в локальной зоне сливаются между собой, и развивается магистральный разрыв, сопровождающийся землетрясением.

7.3.2.3. Модель прерывистого скольжения

В работах [Brace, Byerlee, 1966; Brace, 1972] было показано, что по уже существующему в массиве разлому в условиях постоянных напряжений могут идти скачкообразные подвижки (stick-slip). Такая схема называется *моделью прерывистого скольжения*. Физическая возможность возникновения такого явления заключена в различии коэффициентов трения покоя и трения скольжения. Пусть $\text{tg}\beta_s$ и $\text{tg}\beta_d$ – коэффициенты трения покоя и движения, σ_n – нормальная составляющая напряжений, а η_0 – к.п.д. сейсмического излучения. Тогда сброс напряжений при скольжении задается величиной

$$\Delta\sigma = 2[\text{tg}\beta_s - \text{tg}\beta_d / (1 - \eta_0)]\sigma_n.$$

С возрастанием сдвигового напряжения на разломе скольжение на нем начнется тогда, когда напряжение превысит трение покоя $\text{tg}\beta_s\sigma_n$. Процесс прерывистого скольжения сложным образом зависит от условий контакта бортов разлома, от шероховатости контактирующих поверхностей, от механических свойств массива, вмещающего контактирующие блоки. Введение зависимости динамического коэффициента трения от скорости движения позволяет получить определенный набор устойчивых типов прерывистого скольжения, которые удобно описывать в терминах нелинейной динамики [Hobbs, 1911].

7.3.2.4. Феноменологическая модель

Изложенные представления основаны на некоторых частных закономерностях, замеченных при наблюдении предвестниковых явлений перед землетрясениями, а также на данных лабораторных экспериментов по разрушению материалов и их теоретическом обобщении. Суть их заключается в выделении и абсолютизации того или иного фактора или группы близких по природе факторов. Соответственно полученные модели ограничены действием этих факторов. В действительности же они не противоречат, а скорее дополняют друг друга. Лабораторные эксперименты в данном исследовании играют важную роль. Однако в силу временного и пространственного масштабных факторов их результаты не могут быть прямо перенесены на реальные события. Указанные соображения заставили искать другие подходы. Их можно разделить на два направления – феноменологическое и теоретическое.

Некоторые теоретические соображения будут изложены ниже, а в этом разделе рассмотрим *феноменологическую модель*. При таком подходе выделяются наблюдаемые факты при минимальном и более или менее правдоподобном их объяснении. В качестве примера можно привести типичные фазы развития сейсмического процесса [Гохберг и др., 1983]. Схематически эти фазы представлены на рис. 64. Предполагается, что земная кора состоит из блоков разных масштабов. Блоковая структура играет важную роль в подготовке и развитии сейсмического процесса. Наиболее длительной является регулярная фаза, в течение которой не происходит каких-либо заметных событий. Далее наступает т.н. фаза "консолидации", которая сопровождается зацеплением блоков друг за друга. В окрестности зацепившихся блоков наступает относительное затишье и одновременно наблюдается сильное изменение геофизических полей. Эти изменения могут рассматриваться как предвестниковые явления.

Когда напряжения зацепившихся блоков достигают критического значения, происходят сейсмические события, которые разделяются на быструю (α) и медленную (β)

фазы. Главное событие происходит во время α -фазы. Признаком ее являются быстрые наклоны, разрывы и деформации дневной поверхности. Особый интерес на α -стадии представляют электромагнитные возмущения, которые являются признаком множественности процесса разрушения в сравнительно небольшой области. Внешне эти процессы проявляются в виде световых или электромагнитных излучений в широком диапазоне частот в атмосфере или ионосфере за сутки или несколько часов перед главным землетрясением. Их характерное время и характеризует α -фазу. В течение β -фазы имеют место афтершоки. Она может быть достаточно длительной и соизмеримой по времени с регулярной фазой развития.

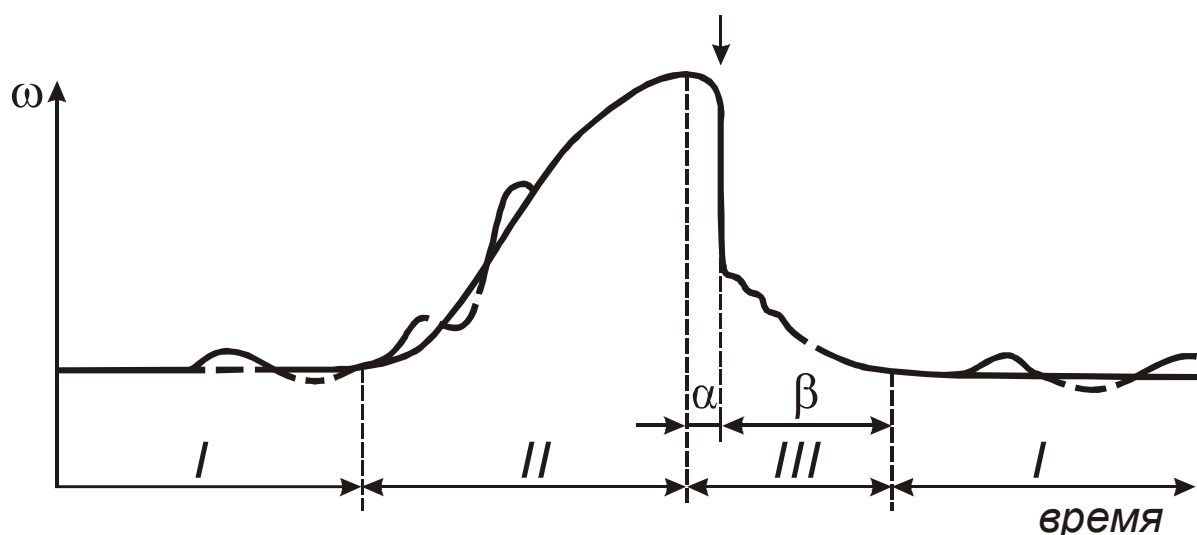


Рис. 64. Изменение упругой потенциальной энергии E в типичных фазах развития сейсмического процесса [Гохберг и др., 1983]: I — фаза регулярного состояния, II — фаза консолидации, III — фаза разрушения; α - и β -стадии относятся к фазе разрушения; стрелкой показан момент разрушения.

7.4. Техногенная сейсмичность

Развитие инженерно-технической инфраструктуры современной цивилизации во все возрастающих масштабах нарушает природное равновесие в геологической среде. Истощаются месторождения, нарушается сейсмический режим отдельных регионов, обостряются геоэкологические проблемы. Строятся АЭС и хранилища радиоактивных отходов. Сооружаются водохранилища, кардинально меняющие ландшафт. Создаются крупные территориальные комплексы по добыче полезных ископаемых с громадным объемом извлекаемых из недр твердых и разжиженных пород и флюидов. Резко возросшие в последние десятилетия масштабы воздействия человека на геологическую среду ставят перед человечеством и научным сообществом новые проблемы.

Возникает вопрос, каким образом вскрытие продуктивного пласта и ввод в эксплуатацию нефтегазоносных горизонтов (а также другие техногенные факторы) оказывают влияние на водный и сейсмический режим прилегающих районов. Добыча углеводородов с помощью различных методов воздействия на залежь постепенно разрушает скелет, меняет его физико-механические свойства. Точно так же меняется трещиноватая структура в окрестности подземных ядерных взрывов. С точки зрения региональных процессов сами по себе скважины и атомные взрывы дают ничтожно малое изме-

нение проницаемости верхней коры в целом. Однако под влиянием указанных факторов приходят в движение большие массивы горных пород. Данный процесс напоминает механизм спускового крючка или триггерный эффект, в результате которого воздействие может быть весьма значительным даже в региональном масштабе.

При длительной разработке месторождений углеводородов нарушаются равновесные условия в пласте, что может вызвать критическое перераспределение напряжений в разрабатываемом пласте и вмещающих породах. Нагнетаемая жидкость проникает в трещины (с возникновением эффекта Ребиндера) и приводит к избыточному порово-трещинному давлению, которое может явиться своеобразной смазкой в зонах нарушения оплошности среды. Техногенные землетрясения, обусловленные фильтрационными процессами, как и другие типы тектонических и техногенных землетрясений, вызываются сейсмическими подвижками по разломам. Пороупругие силы могут оказать прямое силовое воздействие на нижележащие слои и спровоцировать сдвиг их по разлому (фактор пороупругих сил). Поровое давление жидкости передается из зоны закачки в очаг землетрясения по разлому и другим проницаемым зонам. При этом перенос массы флюида сам по себе может быть незначительным (гидростатический фактор). Наконец, флюиды могут просочиться из зоны закачки в зону очага и оказать провоцирующее воздействие на сейсмический режим (гидродинамический фактор). Аналогичные, хотя и менее эффективные, процессы протекают при асейсмическом режиме деформаций горных пород.

Следуя общепринятой терминологии, будем различать в наведенной или техногенной (в англоязычной литературе – индуцированной) сейсмичности два аспекта: собственно *техногенные* с прямым воздействием на горный массив и *техногенно-триггерные*. Предпосылкой развития техногенной сейсмичности является повышение (за счет энергии воздействия) уровня напряженного состояния среды до критических величин, способных вызвать сейсмические события. Гипоцентры таких землетрясений расположены в пределах объекта, оказывающего воздействие, или на его границах; их энергия, как правило, невелика (магнитуда событий 0-3).

В случае техногенно-триггерных землетрясений причиной возрастания сейсмической активности является нарушение метастабильного состояния природного объекта за счет очень слабых возмущений, энергия которых на много порядков меньше энергии естественных тектонических процессов. Тем не менее, слабые возмущения могут привести к возникновению сильной наведенной сейсмичности [Садовский и др., 1988; Родионов и др., 1989]. Энергия теоретически может достигать максимальных для естественной сейсмичности значений и определяется тектоническими напряжениями в регионе. Гипоцентры приурочены к области объекта воздействия, но могут и быть удаленными от нее на километры и больше.

В результате техногенной деятельности происходит изменение напряженно-деформированного состояния всего блока горного массива. Длительный процесс разработки залежей, а также эксплуатация крупных инженерных сооружений, протекают на фоне активной тектонической жизни массива. Взаимодействие техногенных и естественных процессов приводит к деформации земной поверхности (просадкам, вспучиванию) и изменению сейсмического режима, а с другой стороны, к изменению эксплуатационных показателей залежи.

Скорости просадок земной поверхности обычно составляют 1 – 2 см/год, суммарные величины которых не превышают первых десятков сантиметров. Отмечаются и значительные просадки – до нескольких метров, сопровождающиеся деформациями наземных сооружений, сломами обсадных колонн, разрывами трубопроводов, заболачиванием или затоплением опускающихся участков. Техногенная сейсмичность отмечена при заполнении водохранилищ, разработке полезных ископаемых, при проведении подземных ядерных взрывов, строительстве крупных инженерных сооружений и т.д. [Николаев, 1977; Гупта и Растоги, 1979; Пасечник, 1977; Wittlinger, 1980; Wetmiller, 1986; Grasso, 1992].

Возникновение техногенной и техногенно-триггерной сейсмичности зависит от свойств пород, их напряженного состояния, от степени разрушения среды и наличия в ней неоднородностей, от темпов и интенсивности разработки месторождения. По различным данным сейчас насчитывается около 40 случаев, когда разработка месторождений углеводородов привела к изменению сейсмического режима района работ. Был проведен анализ статистических данных по выборке около 200 месторождений, расположенных в различных регионах мира. Он показал, что такие параметры, как глубина разрабатываемого пласта, высокая пористость и проницаемость коллекторов могут рассматриваться как основные критерии вероятности возникновения опасных геодинамических последствий при эксплуатации месторождения.

В следующих параграфах дается обзор техногенных землетрясений [Кузнецов и др., 1994], связанных с миграцией флюидов в окрестности очага землетрясений и обусловленных двумя факторами – заполнением водохранилищ и разработкой нефтегазовых месторождений.

7.4.1. Влияние плотин на сейсмический режим

Землетрясения, связанные с заполнением водохранилищ, – исторически первый и наиболее изученный тип наведенной сейсмичности. Первыми "плотинными" землетрясениями считаются землетрясение 1938 года в районе плотины Marathon (Греция) и землетрясение 1939 года в районе плотины Hoover (Аризона, США), имеющие магнитуду $M = 5$. Первое из этих водохранилищ было заполнено в 1930 году, а второе – в 1939 году [Simpson, 1976]. Самое сильное на настоящее время землетрясение (из числа индуцированных водохранилищами) произошло в 1967 году вблизи плотины Коупа в Индии [Simpson, 1986; Hukky, 1985; Rao, 1985], магнитуда которого составила 6,5. В результате разрушения строений в близлежащем городе погибло 200 человек, ранено 1500. Значительные повреждения нанесены плотине. Аналогичные повреждения плотины и зданий на окружающей территории произошли в результате землетрясений, вызванных заполнением водохранилищ Hsinfengkiang (Китай), Kremasta (Греция), Oroville (Калифорния, США). Наведенная сейсмическая активность явилась причиной прекращения работ по строительству плотины Auburn (Калифорния, США).

Сейчас насчитывается, по крайней мере, 50 случаев изменения сейсмической активности, связанной с заполнением водохранилищ [Simpson, 1976, 1986]. В этой работе приводятся сведения о некоторых наиболее значительных проявлениях сейсмичности, индуцированной водохранилищами. Из этих данных, в частности, следует, что высота плотины и объем водохранилища не являются параметрами, позволяющими точно ответить на вопрос о возможности возникновения сейсмичности в результате заполнения данного водохранилища. Так, плотина Marathon высотой лишь 63 м с объемом водохранилища 41 млн. м³ явилась причиной землетрясения с магнитудой $M = 5$, тогда как крупнейшее в мире Братское водохранилище не повлияло заметным образом на сейсмический режим вмещающей его среды. В работе [Patil et al., 1986] был проведен анализ существующих плотин. Было показано, что примерно только 0,63% из 11000 плотин высотой более 10 м послужили причиной возбуждения сейсмичности; из плотин, высота которых превышает 90 м, сейсмичными были 10%; если высота превышала 140 м, уже 21% плотин вызывает возрастание сейсмической активности. Следовательно, высокая плотина с большей вероятностью может индуцировать землетрясение, чем низкая, что, впрочем, не является неожиданностью.

Площадь водохранилищ может зачастую превышать тысячи квадратных километров; такова, как минимум, и зона их влияния. Так, в работе [Калинин, Кузин, 1982] отмечается, что, хотя размер зоны непосредственного влияния Нурекского во-

дохранилища около 1400 км^2 ($35 \times 40 \text{ км}^2$), повышение уровня сейсмичности, коррелированное с заполнением водохранилища, отмечалось в районе площадью 10000 км^2 . Радиус влияния Токтогульского водохранилища оценивается в $35 - 40 \text{ км}$ [Калинин, Кузин, 1982]. По литературным данным эпицентры индуцированных землетрясений располагаются либо на территории водохранилищ, либо в пределах первых десятков километров от водохранилищ. Глубина гипоцентров колеблется от первых километров (водохранилище Фынцунь, Китай; Чиркейское, СНГ) до первых десятков километров (Ассуанское водохранилище, Египет – 20 км , Srinagarind, Таиланд – 40 км). Изменение сейсмического режима начинается, как правило, сразу после заполнения водохранилищ и проявляется в увеличении количества микросейсмических событий и наличием корреляции между уровнем заполнения водохранилища и интенсивностью сейсмических толчков. Сильные землетрясения происходят чаще всего через $2 - 4$ года после заполнения. Однако известны случаи запаздывания на 15 лет (Макио, Япония, $M = 5,3$) и даже на 22 года (Clarc-Hill, США, $M = 4,3$). В цитированной работе, а также в работе [Simpson, 1986], приводятся примеры изменения уровня воды в ряде водохранилищ с указанием моментов сильных землетрясений и/или возрастания сейсмической активности.

Возможные механизмы возбуждения сейсмичности в результате заполнения водохранилищ обсуждаются в работе [Simpson, 1986]. К ним относятся рост напряжений под влиянием нагрузки от водохранилища, увеличение порового давления в подстилающих породах и увеличение уровня подземных вод. Не столь очевидным, но, как показано в работе [Мирзоев и др., 1987], не менее значимым является воздействие вибрации, возбуждаемой в горном массиве при интенсивном сбросе воды в процессе эксплуатации плотины. Эти вибрации приводят к возрастанию доли слабых землетрясений в общем количестве сейсмических событий в сейсмоактивном регионе. Было проведено исследование сейсмичности в районе Нурекского водохранилища. Сделанные оценки показали, что воздействию подвергаются не отдельные очаги готовящихся землетрясений (механизм "спускового крючка"), а вся сейсмогенная зона. В ней изменяется частота повторяемости землетрясений разных классов при почти неизменном потоке сейсмической энергии [Родионов и др., 1989]. Таким образом, появляется возможность воздействовать на распределение энергии между землетрясениями разного масштаба, смещая указанное распределение в сторону слабых событий и предупреждая катастрофические техногенные землетрясения. Ниже приводятся наиболее яркие примеры индуцированной сейсмичности для ряда водохранилищ.

7.4.1.1. Плотина Коуна (Индия)

Плотина расположена на кристаллическом щите в западной части плоскогорья Декан. Современные движения не регистрировались, в обозримом прошлом на данной территории не отмечалось никаких землетрясений [Hukky, 1985; Rao, 1985]. Имеются свидетельства докембрийской активности: разломы, зоны сдвигов и надвигов.

Высота плотины в средней части 103 м , объем образовавшегося водохранилища $2,708 \text{ км}^3$. Многочисленные слабые толчки в непосредственной близости от плотины стали ощущаться сразу после начального заполнения водохранилища в 1964 году. Магнитуда отдельных толчков доходила до $3,7$. Самый сильный форшок (с магнитудой $5,9$) произошел 13 сентября 1967 года. Главный толчок произошел 11 декабря 1967 года и имел магнитуду $6,5$. Эпицентр землетрясения находился в непосредственной близости от плотины. Постепенно ослабляющаяся сейсмичность регистрировалась в течение нескольких лет. Новый всплеск активности приходится на сентябрь 1980 года, когда были зарегистрированы три события с магнитудой более 4 .

7.4.1.2. Ассуанское водохранилище (Египет)

Ассуанское водохранилище [Kebeasy et al., 1987] является вторым по объему в мире: высота плотины 110 м, объем водохранилища 125 – 160 км³ (при разных уровнях воды в водохранилище). Оно расположено на реке Нил в равнинной местности в асейсмическом районе и сравнительно недавно приводилось как пример отсутствия возбуждения сейсмичности столь крупным гидротехническим сооружением [Simpson, 1976]. Строительство плотины было начато в 1962 году, к 1975 году уровень воды в водохранилище достиг 175 м, сейсмических событий отмечено не было. Землетрясение с магнитудой 5,6 произошло 14 ноября 1981 года, эпицентр землетрясения находился в 60 км к югу от плотины, гипоцентр на глубине 20 км. Были отмечены два форшока с магнитудами 2,8 и 3,6. Самый сильный афтершок с магнитудой 4,6 зарегистрирован 20 августа 1982 года. Землетрясение 14 ноября 1981 года совпало с сезонным максимумом уровня воды, толчок 20 августа 1982 года – с сезонным минимумом.

7.4.1.3. Плотина Bhatsa (Индия)

Водоохранилище расположено [Patil et al., 1986; Rastogy et al., 1986a] на западной части вулканической провинции Декан. На участке, включающем рассматриваемое водохранилище, за последние 300 лет произошло 11 землетрясений с магнитудой от 4,0 до 5,7. Однако в непосредственной близости от водохранилища землетрясений отмечено не было. Высота плотины 88,5 м, максимальный объем водохранилища 0,957 км³. В 1977 году водохранилище было наполнено до 92,5 м над уровнем моря (43,5 м от дна реки). За июль 1983 года уровень был поднят до 110 м. Далее 17 августа 1983 года произошло первое землетрясение с магнитудой 4,0, а 15 сентября – с магнитудой 4,8. Второе землетрясение произошло через 7 недель после того, как скорость подъема воды в водохранилище достигла своего максимального значения – 6,5 м в неделю. 7 января 1984 года произошло землетрясение с магнитудой 3,9.

Гипоцентры имеют глубины от 1 до 6 км. Эпицентры главным образом попадают в область размером 5х7 км², охватывающую большую часть водохранилища, и приурочены к разломной зоне северо-западного простирания.

7.4.1.4. Водоохранилище Lake Jocassee (Южная Каролина, США)

Породы в районе водохранилища представлены, в основном, гнейсами. [Rastogi, Talwani, 1981]. Высота плотины 117 м, объем водохранилища 1,43 км³. Измерения напряжений в 9 км к северо-западу от плотины показали высокий уровень напряжений в 300 м от земной поверхности – 340 бар на глубине 255 м. Напряжения на глубине 180 м составляют 102 бара, что вдвое превышает нагрузку от веса вышележащих пород.

С октября 1975 года в районе водохранилища стали отмечаться сейсмические события с магнитудами до 4,0, глубинами гипоцентров, не превышающими 5 км, сконцентрированные на небольшой площади (около 100 км²). До этого времени регион считался асейсмичным. Самое сильное событие произошло 25 августа 1979 года и имело магнитуду 3,7 (интенсивность VI баллов). Всего за период с 1976 по 1979 год было зарегистрировано свыше 700 микроземлетрясений с магнитудами от 0,6 и выше.

7.4.1.5. Нурекское водохранилище (СНГ)

Водохранилище расположено в сейсмоактивном Вахшском районе. Плотина Нурекской ГЭС высотой 300 м является одной из высочайших в мире. Размеры водохранилища $70 \times 6 \text{ км}^2$, объем – $10,5 \text{ км}^3$ [Соболева, 1988; Калинин, Кузин, 1982; Leith et al., 1981].

Влияние водохранилища на сейсмичность района отмечается с 1971 года после достижения 40-метрового уровня. Более значительным его влияние стало в 1972 году при 100-метровой глубине заполнения, когда сейсмическая активность возросла в несколько раз по сравнению со средним уровнем активности до заполнения водохранилища и произошли два землетрясения с магнитудами 4,3 и 4,6. Через полгода сейсмичность постепенно уменьшилась. Возрастание сейсмической активности в несколько десятков раз произошло в 1976 году, когда уровень воды за 4 месяца поднялся до 200 м. С середины 1976 года до середины 1977 года было зарегистрировано более 1500 слабых землетрясений с $M \geq 0,5$. Магнитуда самого сильного в указанный период толчка составила 4,1. В дальнейшем увеличение сейсмичности соответствовало по времени не подъемам уровня, а сбросам воды.

Основное количество землетрясений в течение интервала 1960 – 1983 года имело глубину гипоцентров 2 – 5 км. Механизмы очагов землетрясений показывают присутствие сбросовых и сдвиговых движений в очагах землетрясений, тогда как в целом для данного района характерны надвиги. По мнению автора работы [Соболева, 1988], на разных стадиях наполнения Нурекского водохранилища действовали разные механизмы возбуждения сейсмичности. На первом этапе наряду с ростом нагрузки от веса воды значительную роль, видимо, играло проникновение воды по трещиноватым зонам, вызванное этим увеличение порового давления и снижение эффективных напряжений. На следующем этапе (с конца 1976 года) значительное повышение уровня воды происходило при уже достаточно сильном обводнении пород, и главную роль играло, по-видимому, возрастание нагрузки. Повышение уровня в 1983 году привело к перераспределению напряжений на фоне их релаксации и дальнейшего обводнения пород. В работе [Мирзоев и др., 1987] показано влияние вибраций, возникающих при падении воды через водосбросы, на слабую сейсмичность.

7.4.1.5. Токтогульское водохранилище (СНГ)

Водохранилище расположено вдоль Таласо-Ферганского разлома в сейсмоактивном районе на реке Нарым в центральной Киргизии [Калинин, Кузин, 1982]. Высота плотины 215 м, объем водохранилища $19,5 \text{ км}^3$. Строительство плотины завершено в 1975 году, в конце 1979 года оно было заполнено на три четверти. После заполнения число землетрясений с магнитудой 1,1 возросло в 2,5 – 4 раза. Возрастание активности микроземлетрясений отмечается с конца 1977 года, когда уровень воды достиг 100 м. Сильнейшее из землетрясений имело магнитуду 2,5. Эпицентры располагаются в непосредственной близости от плотины, гипоцентры событий имеют небольшую глубину (2 – 5 км). Сейсмическая активность хорошо коррелирует с колебаниями уровня водохранилища. Диапазон глубин гипоцентров после заполнения сузился с 0 – 15 км до 0 – 5 км. Радиус влияния водохранилища оценивается в 36 – 40 км.

Вряд ли можно считать представительными данные по сейсмичности, связанной с водохранилищами на равнинных реках, расположенными в асейсмичных регионах. Отсутствие сети сейсмостанций в соответствующих регионах не позволяет регистрировать слабую сейсмичность. Однако сильнейшие индуцированные землетрясения связаны именно с водохранилищами в платформенных сейсмически слабоактивных областях. Они обычно происходят на окраинах платформ: например, землетрясения, вызванные плотиной Коупа (Индия), Ассуанским водохранилищем (Египет), Бразильскими

плотинами и др. В сейсмоактивных районах с интенсивными современными движениями заполнение крупных водохранилищ почти всегда оказывает влияние на сейсмический режим региона. Примером могут служить Нурекская, Чарвакская, Чиркейская, Ингури ГЭС в СНГ. Однако само влияние водохранилищ проявляется, как правило, лишь в виде изменения числа слабых толчков и не приводит к крупным землетрясениям. Известны случаи уменьшения сейсмической активности после заполнения водохранилищ: Тарбела (Пакистан) на первой стадии заполнения [Jacob et al., 1979]; Тсенгвен, Тайвань [Wu et al., 1979]; Андерсон, Калифорния, США [Bufe, 1975].

7.4.2. Сейсмичность в районах нефтяных и газовых месторождений

В данном разделе описываются некоторые, ставшие классическими, случаи возникновения сейсмичности на разрабатываемых нефтяных и газовых месторождениях. Как правило, эта сейсмичность имеет небольшую магнитуду, но достаточно большую разрушительную силу (т.е. балльность по шкале Рихтера). Данный факт объясняется тем, что гипоцентры очагов этих землетрясений расположены не очень глубоко.

7.4.2.1. Денвер (Колорадо, США)

В 1962 года в районе г. Денвер была начата закачка жидкости в пласт через скважину глубиной 3671 м [Evans, 1966]. Начальное пластовое давление 26,9 МПа. С марта 1962 года по сентябрь 1963 года закачка осуществлялась под давлением до 38,9 МПа в объеме около 21000 м³/мес. С октября 1963 года по август 1964 года закачка не производилась. С августа 1964 года до марта 1965 года осуществлялся безнапорный налив в объеме в среднем около 7500 м³/мес., затем – под давлением. Через несколько недель после начала закачки был зарегистрирован рой землетрясений с эпицентрами вблизи скважины. В работе [Grasso, 1992] приводится сопоставление сейсмической активности с объемами и давлением закачиваемой жидкости. После прекращения закачки 20 февраля 1966 года частота землетрясений уменьшилась. Однако в 1967 году сейсмическая активность вновь возросла: произошли три землетрясения с магнитудами 5 – 5,2 и эпицентрами в 5 км от скважины. В 1969 году, спустя три года после окончания закачки, были зарегистрированы два толчка с магнитудой 3,5 и четырнадцать с магнитудой 2,6 на расстоянии до 6 км от скважины.

По данным [Healy et al., 1968] сейсмичность в дальней зоне может быть обусловлена продвижением фронта давления флюида по зоне разломов со значительной пустотностью (т.е. неполным заполнением порового пространства). Породы основания находились в критическом напряженном состоянии еще до закачивания жидкости. Закачивание вызвало рост давления на забое скважины, что привело к уменьшению эффективного нормального напряжения на потенциальных сдвиговых нарушениях. Как показано в работе [Гупта, Растоги, 1979], уменьшение эффективного нормального напряжения более чем на 50% в условиях денверской нагнетательной скважины может вызвать землетрясения. Механизмы очагов денверских землетрясений соответствуют региональному полю напряжений.

7.4.2.2. Лак (Франция)

Сейсмичность данного месторождения проявилась в 1968 – 1969 годах, спустя десять лет после начала эксплуатации залежей газа. Зоны естественной сейсмичности расположены в 25 км к югу от месторождения. Очаги сконцентрированы на площади, ограниченной изогипсой 4500 м и надвиговым сбросом [Grasso, 1992]. Гипоцентры в

подавляющем большинстве располагаются над газовой залежью. Выделяются два активных этажа. Первый располагается на глубине 500 – 1500 м, приурочен к подошве нефтяной залежи и не очень активен. Второй, расположенный на уровне покрывки газовой залежи и непосредственно над покрывкой, чрезвычайно активен. Показано сопоставление частоты землетрясений с падением давления в пласте [Grasso, 1992].

Исследование отдельных сейсмических событий показало отсутствие единого механизма процессов в очагах. Указанное наблюдение является важным аргументом в пользу того, что сейсмические события индуцированы разработкой месторождения и связаны с развитием трещиноватости с различной ориентировкой плоскостей разрывов. В случае тектонической обусловленности сейсмических событий механизмы очагов должны согласовываться с ориентировкой регионального поля напряжений и структурной дифференциацией региона.

7.4.2.3. Рейнджли (Колорадо, США)

Согласно данным работы [Gibbs et al., 1973] нефть в данном регионе добывается с глубины 1830 м, породы коллектора представлены кварцевыми песчаниками позднего палеозоя. В 1958 году, через 12 лет после начала эксплуатации, начато нагнетание воды. В ноябре 1962 года была открыта сейсмическая станция, которая сразу же начала фиксировать слабые землетрясения с эпицентрами из района промысла. К 1970 году эта станция зарегистрировала около 1000 событий с магнитудами 0,5 – 3,1 и эпицентрами, лежащими в пределах узкой области около 4 км длиной и 1,5 км шириной. К июню того же года в пласт было закачено 9700 тыс. т воды под давлением на устье скважины около 8,3 МПа. Такое количество воды соответствует возрастанию объема жидкости в недрах (после учета добычи) на 2300 тыс. т. Была замечена корреляция годового числа землетрясений с годовым объемом закачиваемой воды [Pakiser et al., 1969]. Собственное давление в нефтеносных пластах 17,0 МПа, землетрясения начались при давлении 27,5 МПа [Simpson, 1986]. Глубина очагов 1830 – 3660 м. Напряженное состояние района характеризуется следующими значениями главных напряжений: $\sigma_1 = 55,2$ МПа, $\sigma_2 = 42,7$ МПа, $\sigma_3 = 31,4$ МПа.

Расчетами, подтвержденными экспериментами, установлено, что пороговая величина порового давления для развития сдвиговых нарушений в кварцевых песчаниках составляет 25,2 МПа. Спустя месяц после того, как была начата откачка жидкости из четырех экспериментальных скважин и давление в забоях снизилось до 24 МПа, землетрясения в районе этих скважин прекратились. Таким образом, эксперимент показал возможность влиять на индуцированную сейсмичность.

7.4.2.4. Старогрозненское месторождение (Россия)

Добыча нефти на данном месторождении ведется с 1893 года из миоценовых (карагано-чокракских) отложений, а с 1963 года – из верхнемеловых отложений (глубина залегания 4 км). Площадь месторождения примерно 70 км². Толщина продуктивного слоя – 400 м. Пластовое давление в миоценовых отложениях – 21 МПа (210 атм.), в верхнемеловых – аномально-высокое: 70 МПа в 1964 году и 44,5 МПа в 1971 году. Затем 26 мая 1971 года произошло землетрясение с магнитудой 4,1 и глубиной гипоцентра 2,5 км [Смирнова, 1973, 1977]. К указанному моменту из верхнемеловых отложений было добыто 18 млн. т нефти, 19,5 млн. м³ жидкости и 9,0 млрд. м³ газа, закачено 320000 м³ воды (закачка начата в 1970 году). В мае-июне 1971 года очаги афтершоков находились возле очага основного землетрясения, затем мигрировали на юго-восток и

осенью 1972 года достигли г. Грозного. Затем 23 апреля 1973 года произошло землетрясение, эпицентр которого находился в пределах Октябрьского нефтяного месторождения. В целом эпицентры Грозненского роя землетрясений не выходили за пределы контуров Старогрозненского и Октябрьского месторождений. Максимальная глубина гипоцентра составила 22 км (толчок 22 июля 1973 года) [Смирнова, 1973]. Временной ход сейсмической активности в регионе соответствует динамике извлечения флюида из залежи [Смирнова, 1977]. Показано сопоставление падения пластового давления в ходе добычи газа с частотой землетрясений.

По мнению ряда авторов Старогрозненское землетрясение и его афтершоки могут быть отнесены к техногенно-индуцированным землетрясениям. Процессы разработки месторождения спровоцировали разрядку тектонических напряжений в данном регионе. Возможно, что при значительно меньшей скорости добычи разрядка тектонических напряжений происходила бы в форме более слабой сейсмичности.

7.4.2.5. Газлийское газовое месторождение (Узбекистан)

В Узбекистане 8 апреля 1976 года произошло катастрофическое землетрясение с магнитудой 6,8 и эпицентром в 20 км от газового комплекса Газли. Его энергетический класс – $K = 16$, интенсивность в эпицентре была равна 8 – 9 баллов. Затем 17 мая 1976 года в 27 км западнее эпицентра первого землетрясения произошло второе катастрофическое землетрясение с $M = 7,3$ и интенсивностью в эпицентре в 9 – 10 баллов. Наконец, 20 марта 1984 года в 15 км к западу от эпицентра второго землетрясения произошло третье землетрясение, с магнитудой 7,2. Глубины гипоцентров находились в интервале 25 – 30 км.

Особенности Газлийских землетрясений в следующем:

- главное событие является крупнейшим из известных землетрясений в платформенной части Средней Азии;
- указанные 8 – 10-балльные землетрясения произошли на территории, которая была отнесена к 5 – 6-балльной зоне;
- в одном районе произошли три сильных землетрясения с небольшими интервалами (сорок дней и восемь лет).

Четкой связи Газлийских землетрясений с каким-либо из активно развивающихся структурных элементов не устанавливается. По мнению ряда авторов, разрыв, приведший к землетрясениям, является новообразованным [Штейнберг и др., 1980]. В работе [Турунтаев, Горбунова, 1989] анализируется тонкая структура облака афтершоков, наличие которой также свидетельствует о начальной фазе активизации тектонических движений. Механизмы очагов и тонкая структура облака афтершоков согласуются с региональным полем напряжений и ориентацией систем разломов.

После землетрясений 1976 и 1984 годов были проведены повторные геодезические наблюдения. В области предсейсмического опускания земной поверхности после землетрясений 1976 года отмечено еще большее опускание (до уровня $230 \pm 7,6$ мм) [Пискулин, Райзман, 1986]. В непосредственной близости от эпицентров землетрясений зарегистрировано поднятие поверхности: вблизи эпицентра 8 апреля 1976 года до 830 мм, 17 мая 1976 года – до 763 мм, 20 марта 1984 года – до 751 мм. Также выявлены значительные (до 1 метра) горизонтальные смещения земной поверхности, в целом, направленные от эпицентров.

Ряд авторов высказывает предположение о том, что Газлийские землетрясения были индуцированы процессами разработки месторождения [Акрамходжаев, Ситдииков, 1985; Акрамходжаев и др., 1984; Волейшо, 1985; Мавлянов (ред.), 1986].

В заключение раздела отметим, что для техногенной сейсмичности на нефтяных и газовых месторождениях характерны невысокие магнитуды событий (до 3,5). Значительно большие магнитуды имеют техногенно-индуцированные землетрясения – до 5,5 (с учетом Газлийских землетрясений – до 7,3). Очаги техногенно-индуцированных землетрясений могут располагаться на удалении в несколько километров от разрабатываемого пласта или нагнетательной скважины. К сожалению, практически нет длительных наблюдений за сейсмическим режимом, начиная с регистрации сейсмического фона до начала эксплуатации месторождения и вплоть до периода поздней стадии разработки и после прекращения работ.

7.4.2.6. Ромашкинское нефтегазовое месторождение (Татарстан)

Татарский и Ставропольский своды представляют собой структурные элементы платформенного типа, сформировавшиеся на новейшем этапе геологического развития. Оба свода относятся к нефтегазовым провинциям с некоторыми сходными чертами геодинамического и геолого-тектонического развития. Эти особенности позволили провести сравнительный анализ данных регионов. Были проведены специальные исследования морфоструктурного плана, режима закачки и сейсмичности на Ромашкинском месторождении. В частности, было исследовано техногенное изменение сейсмического режима [Кузнецов и др., 1994].

Сейсмические и геодинамические наблюдения на отдельных участках этого месторождения показывают, что эксплуатация нефтяных и газовых залежей оказывает существенное влияние на сейсмический режим в данном регионе. В большинстве случаев сейсмичность связана с закачкой жидкости с целью интенсификации добычи или захоронения отходов. Реакция массива пород, в который проводится закачка, приводит к возникновению аварийной ситуации на некоторых участках. Для сейсмичности Ромашкинского месторождения характерно наличие большого количества событий, между которыми прошло не более суток (около 60 землетрясений с $M > 1$ составляют примерно 50% такого рода событий). Это свидетельствует о склонности землетрясений группироваться и связано с некоторыми особенностями сейсмотектонической обстановки в этом регионе.

Было проведено математическое моделирование процесса закачки жидкости в область очага землетрясений. В частности, были исследованы аналитическая [Galybin et al., 1998] и численная [Колдоба и др., 1999] модели. В целом, выявленные закономерности не противоречат аналогичным фактам, установленным для многих месторождений мира.

7.5. Флюидный режим коры

С трещиноватыми зонами коры тесно связаны миграционные процессы флюидов. Верхняя кора естественно является более проницаемой. Термин *флюид* является несколько размытым понятием, поскольку исторически в разное время ему приписывали разный смысл. В настоящей монографии мы будем придерживаться определения, данного в книге [Файф и др., 1981]. Флюидом являются вода, газы и расплавы, т.е. среды, которые в нормальном состоянии являются жидкостями или газами и не пропускают поперечные акустические волны. Горные породы за геологические промежутки времени также ведут себя как жидкости и характеризуются некоторой вязкостью. Однако они не являются флюидом, поскольку пропускают поперечные волны. Основное свойство флюидов, которое исследуется в данной монографии, связано с их способностью фильтроваться в пористой среде горных пород. Верхняя кора более проницаема и ис-

следована, естественно, в гораздо большей степени.

7.5.1. Флюиды в верхней коре

Сам факт существования ослабленных трещиноватых зон в верхней коре во многом обусловлен наличием водных флюидов в этих зонах, поскольку "природа не терпит пустоты". Многочисленные исследования [Смит, 1968; Григорьев, 1971; Файф и др., 1981] показывают, что вода подземных недр составляет единую подземную гидросферу. Объем вод (связанных и свободных) в коре соизмерим с объемом воды в мировом океане и составляет ~ 4 % объема коры. Такое количество воды в коре оказывает значительное влияние на все геологические процессы в ней. Естественно ожидать, что наибольшие эффекты флюиды оказывают именно в трещиноватых, сильно проницаемых слоях верхней коры.

Вода – это основной растворитель и главный агент переноса растворенных веществ и химических реакций в земной коре, а также главный катализатор этих реакций. Наибольшее количество свободной воды находится в верхних слоях коры. К флюидам верхней коры относятся и газы, часть которых составляет атмосферу. Все эти газы состоят из ограниченного набора элементов: *C, H, O, N, S, Hg, Cl, F, B*. Из этих элементов образовано довольно большое разнообразие (по своему составу и свойствам) природных газов. Однако основные механизмы движения флюидов базируются на основе динамики водных растворов в трещиноватых средах. Все остальные флюиды (в том числе и углеводороды) можно рассматривать как сопутствующие вещества или маркеры. Миграция газов в данном случае также носит подчиненный характер.

С глубиной возрастает роль связанной воды как в поверхностных слоях трещин и пор, так и входящей в состав химических соединений. Вода адсорбируется на поверхности минеральных зерен, граничащих со свободной водой в трещинах, и образует слой толщиной всего в одну молекулу [Файф и др., 1981]. Часто данный слой прочно удерживается, что объясняется наличием в нем ненасыщенных валентных связей. Хотя относительный объем таких слоев невелик, их роль весьма значительна в механизме катакластических деформаций горных пород и их прочностных характеристиках в силу эффекта Ребиндера. Значительные объемы воды на больших глубинах коры находятся в составе гидратированных минералов. К ним относятся глины, слюды и амфиболы.

К прямым доказательствам миграции водных флюидов в коре относятся гидротермальные источники на суше и на дне океанов, а также гейзеры и грязевые вулканы. В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов гидротермальная деятельность имеет весьма впечатляющий вид черных и белых курильщиков. К подобным прямым доказательствам можно отнести также нефтегазовые месторождения и аномально высокие пластовые давления, которые вскрываются при бурении скважин.

Косвенные следы движения водных растворов в коре носят менее заметный, но более массовый характер. При изучении трещин в горных породах почти всегда на стенках трещин можно обнаружить минеральные отложения. Чем старше трещина, тем больше отложений. За геологические масштабы времени они полностью заполняют трещины и образуют т.н. жилы. Вполне очевидная причина жильного заполнения трещин состоит в том, что разогретый раствор поднимается вверх и охлаждается. Как известно, с понижением температуры растворимость большинства минералов снижается и происходит их выпадение из раствора. Очень наглядная и поучительная иллюстрация этого процесса имеет место при использовании гидротермальных вод в промышленности и коммунальном обогреве. При протекании этих вод по трубам последние очень сильно обрастают

минералами изнутри, что делает их непригодными за короткий промежуток времени. Повидимому, таким образом образуется большинство жильных рудных месторождений.

Однако приведенный пример и связанные с ним рассуждения не дают ответ на главный вопрос о том, как происходит концентрация минералов в рассолах, поскольку первоначально все вещества были рассеяны в земной оболочке в соответствии с их кларками.

Растворимость большинства известных минералов меняется в очень широких пределах – от нескольких процентов до одной миллиардной доли. В качестве примера заметим, что типичная золотоносная кварцевая жила содержит примерно 20 г/т. Среднее содержание Au в горных породах составляет примерно несколько частей на миллиард. Концентрация Au в рассоле, которая привела к соответствующим отложениям в жиле, происходит, очевидно, значительно глубже. Механизм возникновения указанной концентрации неизвестен.

Однако есть данные относительно происхождения воды, участвующей в осаждении минералов. Происхождение минералов обычно устанавливается по изотопному составу. В типичных базальтах новообразованной океанической коры изотопа кислорода ^{18}O значительно больше, чем в морской воде, в которой изотопа ^{16}O больше. Изучая изотопный состав кислорода в породах, полученных в результате взаимодействия с водой, можно сказать, что эти породы возникли в результате взаимодействия с морской водой или поверхностными, а не глубинными водами [Файф и др., 1981]. Следовательно, растворы и рассолы, которые привели к образованию рудных месторождений, в значительной мере связаны с повторными движениями именно поверхностных вод, поступавшими из гидросферы Земли. Многие специалисты также пришли к аналогичным выводам о роли повторных движений флюидов на основе других, независимых данных и соображений [Добрынин, Кузнецов, 1993].

В пользу данного утверждения говорит также следующий факт. Во всех минералах преобладающими летучими являются вода и углекислый газ. В то же самое время при вулканических извержениях значительную часть составляют галогенные элементы, азотистые и серные соединения, которые поступают из глубоких недр планеты. Следовательно, вода и углекислый газ выделились на ранней стадии эволюции Земли. В настоящее время они участвуют в многократном круговороте веществ, охватывающем гидросферу и верхние слои коры. Задача состоит в том, чтобы понять, каким образом происходит круговорот флюидов, обеспечивающих концентрацию рудных и углеводородных веществ. Во многих случаях эти процессы включают в себя некий общий механизм движения флюидов, связанный с разрушением хрупкой среды, ее расширением и сопутствующими явлениями во флюидных системах. Более подробно он будет рассмотрен в следующих разделах.

Оказывается, образование рудных и углеводородных месторождений в континентальных платформенных областях, сейсмический режим и современные вертикальные движения подчиняются определенной закономерности. Ниже эти закономерности будут рассмотрены более детально.

7.5.2. Факторы, определяющие флюидный режим нижней коры

Геоэлектрические методы исследования нижней коры позволяют сделать некоторые оценки содержания флюидов и режима их миграции в ней. Для того, чтобы флюиды в коре сохранялись, должны существовать некие непроницаемые покрышки, которые способны в течение продолжительного времени не разрушаться. В противном случае флюиды уйдут из коры. Расчеты показывают, что верхняя часть коры может играть роль такой покрышки. По оценкам Л.Л. Ваньяна [1996] (на основе корреляции электри-

ческого сопротивления, измеренного в естественном залегании, и проницаемости) медленная миграция электролита через покрывку позволяет флюиду сохраниться в средней коре в течение 30 – 40 млн. лет. Данные соображения могут объяснить присутствие флюидов только в коре, прошедшей недавнюю активизацию, но не в древней коре. Кроме того, в верхней коре могут возникнуть каналы повышенной проницаемости, связанные с глубинными разломами и другими трещиноватыми зонами, которые могут внести свои коррективы в оценки проницаемости.

Особое влияние на проводимость в различных слоях коры оказывает структура порового пространства. Другими словами, имеет значение, соединяются между собой поры или нет. Лишь сквозные каналы дают вклад в электропроводность. Тупиковые ответвления и изолированные поры поглощают большую часть растворов и, увеличивая пористость, не влияют на электропроводность. Согласно работе [Ваньян, 1996] не более 10% микротрещин в породах являются сквозными. Данное обстоятельство следует учитывать при сопоставлении сейсмических и электромагнитных данных. Высокая пористость, приводящая к значительному снижению скорости сейсмических волн, может мало сказываться на изменении удельного сопротивления. Указанный фактор может быть также причиной несовпадения глубин волноводов и проводящих слоев.

На электропроводность породы влияет и проводимость самого флюида, заполняющего поры. Она зависит, прежде всего, от степени солености растворов. Установлено, что повышение на порядок концентрации солей в растворах увеличивает электропроводность рассола тоже на порядок. Изучение природных рассолов в коровых породах дает основание предположить, что жидкая фаза может иметь проводимость от 50 до 300 См/м.

Следующий вопрос заключается в том, как быстро мигрирует высвободившаяся в результате реакций метаморфизма вода в верхнюю часть коры. Это определяется проницаемостью верхней коры и скоростью движения флюида. При анализе миграции флюидов важно знать их возможную скорость передвижения. Она зависит от давления и температуры. Некоторые авторы считают, что флюиды из нижней коры достигают поверхности, в среднем, за время порядка 1 млрд. лет. Однако эти оценки условны, поскольку проницаемость нижней коры оценить весьма трудно.

Флюиды могут непрерывно поступать из мантии. Их разные концентрации в верхней и нижней коре могут объясняться различной проницаемостью ее отдельных слоев. Верхняя кора сейсмически прозрачная и жесткая, нижняя – расслоена и пластична. Возможно, что в верхней коре поры локализованы, а в нижней коре они соединены между собой, что и создает условие для миграции флюидов и высокой электропроводности. Например, высказывается предположение, что для объяснения проводимости нижней коры можно предложить тонкослоистую модель с чередованием прослоев гранулитов и пластичных зон растяжения с включением рассолов.

Подводя итог, можно сделать следующее заключение. Проводимость нижней коры нельзя объяснить только одной причиной. Существует несколько возможных объяснений, разных для разных геологических условий и разных глубин. Для холодных щитов по наблюдаемой электропроводности разумно предположить пористость в 1% и наличие крепких рассолов с проводимостью 500, а не 50 См/м. Вопрос состоит в том, существует ли свободная вода в коре при такой солености. Доказательств столь глубокого проникновения растворов в кору по изученным образцам пород не получено. Не доказано также, можно ли предполагать наличие соединенных пор при такой низкой пористости.

7.6. Особенности распределения рудных месторождений

Концентрация руд может быть обусловлена двумя типами флюидов – расплавами и растворами. В данной монографии исследуется только процесс формирования руд-

ных месторождений с помощью водных растворов. Такой акцент связан с общей направленностью монографии, а отнюдь не с игнорированием роли расплавов.

Руды представляют собой агрегаты рудных и нерудных минералов. Процессы их образования, протекающие при формировании месторождений, по длительности сопоставимы с геологическими масштабами времени, которые разделяются на этапы и стадии [Старостин, Игнатов, 1997]. Этап охватывает период, когда происходило накопление руд одного генетического типа, например, магматического, пегматитового, гидротермального и т.д. Многие месторождения формировались в два, три и даже более этапов. Стадии представляют собой части этапов, в течение которых происходило накопление минералов определенного состава. Стадии отделяются друг от друга перерывами в минерализации, которые фиксируются геологическими методами в виде пересечения разновозрастных жил, а также брекчированием и цементацией агрегатов ранних стадий более поздними. Последовательная совокупность стадий называется минеральной ассоциацией.

В процессе эволюционного развития Земли и непрерывного круговорота минеральных масс происходит образование всех известных рудных месторождений. Выделяются три серии процессов образования горных пород: магматогенный, метаморфический и седиментогенный. Каждая серия разделяется на группы, а те в свою очередь – на классы. Флюидодинамический механизм образования месторождений относится к метаморфической серии. Поэтому в данной работе рассматривается только указанная серия.

Метаморфогенные месторождения возникают в глубинных зонах под действием высоких давлений, температуры и подвижных флюидов. Выделяются две группы рудных образований: метаморфизованная и метаморфическая. Первая представляет собой метаморфические преобразования пород любого генезиса. Вторая группа впервые образуется непосредственно в результате метаморфизма либо под действием высоких температур и давлений, либо под влиянием флюидов. В последнем случае обычно говорят о гидротермальных процессах. Понятие "гидротермальной активности" имеет два смысла: узкий и широкий. В узком смысле она понимается как тепловая конвекция в пористых насыщенных средах. В широком смысле к гидротермальной деятельности можно отнести все флюидодинамические процессы при высоких температурах.

Выделяются четыре типа источников рудного вещества: 1) ювенильный магматический, 2) ассимиляционный, связанный с захватом расплавами ранее образовавшихся минеральных масс, 3) выщелоченный водными растворами из вмещающих пород, 4) экзогенный, образованный в результате выветривания и перевода части пород в растворы и взвеси с последующим их переносом. Ниже рассматривается класс флюидодинамических процессов образования месторождений в широком смысле. Ему соответствует третий тип источников, при котором происходит выпадение из рассолов твердого вещества под влиянием коагуляции, перенасыщения и различных других факторов.

Длительность образования рудных месторождений зависит от типа источников и механизма образования этих месторождений и соизмерима со временем образования горных пород. Флюидные механизмы, связанные с выщелачиванием водных растворов, имеют достаточно короткую по геологическим масштабам длительность порядка от нескольких сотен до тысяч и десятков тысяч лет.

Глубины образования месторождений делятся на четыре уровня: приповерхностный (0,0 – 1,5 км), гипабиссальный (1,5 – 3,5 км), абиссальный (3,5 – 10,0 км) и ультраабиссальный (свыше 10 км) [Старостин, Игнатов, 1997]. Образование приповерхностных месторождений происходит в обстановке изобилия кислорода при низких давлениях и температурах. На гипабиссальном уровне находится наибольшее количество и наибольшее разнообразие руд. На данном уровне находятся все основные промышлен-

ные типы эндогенных месторождений преимущественно гидротермального, скарного и магматического происхождения.

Абиссальная зона беднее рудными минералами вышележащих слоев. Существующие здесь месторождения ассоциируются, в основном, с гранитоидными, основными и ультраосновными плутонами, т.е. изверженными породами, не имеющими выхода на поверхность. В ультраабиссальной зоне образуется небольшая группа метаморфических месторождений. Таким образом, в тонкой верхней оболочке земной коры толщиной всего 15 км, называемой рудосферой, сосредоточены все рудные месторождения. При этом уже в ультраабиссальной зоне (и, тем более, ниже ее) процесс рудообразования практически прекращается.

В процессе эволюции коры ее верхние слои опускаются, а нижние поднимаются. В результате происходит непрерывное перемешивание вещества коры. Тем не менее, указанное соотношение в распределении рудных месторождений всегда выдерживается, т.к. в силу принципа актуализма нет никаких оснований считать, что мы живем в какую-то избранную эпоху. Другими словами, существует достаточно быстрый геологический процесс, который производит перераспределение концентраций минералов (в том числе – и рудных) и создает их наблюдаемое распределение. Самым подвижным агентом являются флюиды, которые обеспечивают метаморфогенные процессы и создают метаморфические, метаморфизованные и гидротермальные породные ассоциации. К флюидам относятся расплавы пород, вода с растворенными в ней минералами и летучие. Именно флюиды могут за короткие по геологическим масштабам промежутки времени производить перераспределение рудных и нерудных минералов. Таким образом, для понимания механизма рудообразования ключевое значение приобретает исследование динамики флюидов.

В процессе концентрации и преобразований веществ, содержащихся во флюидах, большую роль играют т.н. "химические барьеры" гидротермальных систем [Перельман, 1979, 1989]. Здесь гидротермальные системы понимаются в широком смысле как разогретые флюиды. Основу данной концепции заложили Ферсман и Коржинский. Указанные барьеры образуются в результате изменения температуры, давления, микроструктуры пород и химических условий на разных глубинах. Вынося и транспортируя огромные массы растворенных веществ, гидротермальные растворы переотлагают их в других зонах. Если указанные условия где-то претерпевают резкое изменение, то происходит выпадение веществ из растворов и образование месторождений полезных ископаемых.

Термодинамические и химические условия со временем меняются очень медленно. Поэтому правильно будет говорить о стратификации этих условий по глубине. В то же самое время по горизонтали происходит их плавное изменение от региона к региону. В соответствии со стратификацией химических барьеров происходит стратификация также и выпавших в осадок и переотложившихся минералов.

Собственно движение флюидов в пористых средах на достаточно большие расстояния происходит в результате фильтрации. Другие механизмы переноса флюидов возможны только на малых расстояниях. Фильтрация происходит под действием градиента давления, который может быть создан различными способами, например, в результате свободного движения воды под действием силы тяжести. Данный механизм действительно играет большую (в некоторых случаях – основную) роль в приповерхностном слое.

Существуют также ювенильные потоки газовых и водных флюидов из недр Земли. Многие геологи считают, что эти потоки являются главной причиной образования углеводородных и рудных месторождений. Однако (как показано ниже при анализе срединно-океанических хребтов) ювенильные потоки, по крайней мере, в 3000 раз слабее наблюдаемых вертикальных и горизонтальных потоков флюидов. Если бы они были того же порядка, что и наблюдаемые потоки, то мировой океан был бы в 3000 глубже, а атмосфера была бы намного мощнее современной атмосферы Земли и состояла

бы в основном из углеводов и углекислого газа. Для того, чтобы избежать указанного противоречия, необходимо привлекать механизмы повторных движений одного и того же флюида. Различные механизмы движения флюидов однонаправленного действия (эллизионный и диффузионный механизмы, процессы гидратации и дегидратации и т.д.) не могут быть основной движущей силой флюидных процессов в верхней коре в силу своей слабой интенсивности. Основная идея данной работы основывается на том факте, что физико-химические свойства рудных минералов везде являются одинаковыми. Они разные только для разных минералов. По указанной причине для образования рудных месторождений в любой точке земной коры необходимы флюидные потоки в 3000 раз превышающие ювенильные потоки.

Гипабиссальная область является сильно трещиноватой, причем трещинно-поровое пространство имеет гидравлическую связь с поверхностью. В этой области основную массу флюидов составляют водные растворы, в которых вода имеет метеорное (т.е. поверхностное) происхождение. Однако по трещинам могут двигаться и расплавы, принимая активное участие в рудообразовании. Повторные, многократные движения флюидов по системам трещин являются составной частью большинства механизмов формирования руд в данной области.

Как было показано выше, в абиссальной области на глубинах от 3 до 10 км движение флюидов контролируется преимущественно потоками из коровых волноводов и листрических разломов. Эти движения являются менее частыми и интенсивными, чем движения в гипабиссальной зоне, которая контролируется неглубокими разломами. По указанной причине в абиссальной области скопление рудных тел меньше, чем в гипабиссальной. Тем не менее, волноводы играют важную роль в процессе рудообразования. Они как бы производят первичную обработку и концентрацию минеральных веществ, которая дополняется и усиливается в верхней гипабиссальной зоне.

На различных уровнях верхней коры и даже в пределах одного уровня характерные пространственные и временные масштабы меняются на много порядков. Действительно, на каждом уровне и масштабе действуют свои механизмы движения флюидов. Поэтому флюидные процессы следует разбить на две группы, каждая из которых выполняет свою функцию. Процессы первой группы обеспечивают концентрацию и сепарацию веществ, а также некие химические и физико-химические преобразования их к той форме, которая делает их полезными. Процессы второй группы включают в себя повторные движения и перенос флюидов, в результате чего, собственно, и появляются месторождения.

К флюидным явлениям первой группы относятся кондуктивный теплоперенос, диффузия, осмос, термоупругость, гидратация и дегидратация, а также другие физико-химические и химические процессы и т.п. Более того, в клявах трещин на субатомных расстояниях в процессе образования новых трещин развиваются огромные напряжения, намного превышающие средние напряжения в массивах пород коры. Под действием этих напряжений происходит разрушение атомных оболочек (ионизация) и даже самих атомов. Известно, что при механическом разрушении цельных блоков пород иногда наблюдается поток нейтронов.

Эти процессы эффективно действуют лишь на малых расстояниях и не могут конкурировать с процессами второй группы, действующими на больших расстояниях и за геологические промежутки времени. Явления первой группы являются предметом специальных наук (например, нефтехимии, геохимии, ядерной физики и т.д.) и ниже не рассматриваются. Предметом данной работы является исследование крупномасштабных процессов переноса флюидов, которые приводят к образованию рудных и углеводородных месторождений в континентальных областях.

По сравнению со средней и нижней корой верхняя кора в условиях действующих в ней напряжений и за рассматриваемые промежутки времени обладает упруго-

хрупкой реологией (за исключением самых верхних рыхлых слоев и некоторых пластичных пород осадочных бассейнов). Напряжения в ней приводят к хрупким разрушениям и большим деформациям на различных пространственно-временных уровнях. Особенно сильно эти процессы проявляются в ослабленных и трещиноватых зонах. Они создают в них акустические, дилатансионные и другие сопутствующие эффекты, приводящие в движение флюидные процессы в верхней коре.

Согласно современным представлениям эндогенная металлогеническая деятельность протекала на протяжении практически всей истории Земли. Она была связана с планетарной перестройкой глобальных геологических структур, со сложной системой циклов тектономагматических процессов и охватывала большие массы пород на значительных глубинах. На первый взгляд эти представления противоречат вертикальной зональности рудосферы, которая образует очень тонкий поверхностный слой. Однако данное противоречие снимается, если учесть тот факт, что зональность рудосферы образуется за короткий промежуток времени с помощью подвижного флюидного агента. В то же самое время указанная выше длительная и сложная эндогенная металлогеническая деятельность играет роль поставщика рудного материала, из которого формируются конкретные рудные тела и провинции.

Образование руд при движении флюидов сводится к трем основным процессам: 1) растворению рудных минералов, 2) диффузии растворенного вещества и 3) образованию и росту центров кристаллизации. Эти процессы разделяются на несколько стадий [Файф и др., 1981]:

- а) диффузия реагирующих веществ от поверхности (контакта с флюидом) минеральных зерен к дефектам их структуры;
- б) обмен реагирующих частиц на поверхности зерен при адсорбции;
- в) химические реакции на поверхности зерен;
- г) высвобождение компонентов с поверхности реагирующего вещества посредством десорбции;
- д) перенос продуктов реакции от поверхности взаимодействия посредством диффузии или в потоке флюида;
- е) образование центров кристаллизации новообразованной фазы;
- ж) рост зерен новообразованных зародышей.

В некоторых случаях могут образовываться метастабильные состояния, в связи с чем возникают дополнительные стадии преобразования. Эти стадии протекают с различной скоростью. Поскольку они образуют единую последовательность с заданным порядком следования, то общая скорость процесса определяется скоростью самой медленной стадии. Обычно стадии диффузионного переноса а) и д) отличаются наибольшей скоростью, а явления адсорбции б) и десорбции г) протекают хотя и медленнее, но все же быстрее, чем химические реакции в). Поэтому скорость химических реакций является контролирующим фактором образования новых веществ и, в частности, роста зародышей.

Однако эта схема не учитывает особые условия, возникающие в клювах трещин. При образовании новых трещин в их клювах возникают такие силы, которые приводят к срыву верхних электронных оболочек атомов и к их разрушению. В этих микроскопических областях происходит ионизация элементов и даже возникает поток нейтронов. При таких экстремальных условиях химические реакции ускоряются на много порядков. При этом в клювах трещин возникают зародыши новой фазы.

Недостаток указанного процесса заключается в том, что объем реагирующих пород в клюве одной трещины очень невелик. В частности, металлические и силикатные кластеры имеют субатомные размеры. Может показаться, что в целом этот механизм не эффективен. Однако ситуация кардинально меняется, если учесть объем рас-

сеянной трещиноватости в верхней коре. В волноводах число мелких трещин велико и равномерно заполняет их объем. В вышележащих трещиноватых зонах структур разрушения число мелких трещин также велико, хотя они распределены там неравномерно. В разломах указанные физические процессы достигают максимальной интенсивности. Все это в целом позволяет считать, что коровые волноводы и разломы верхней коры являются неким химическим реактором, в котором происходят процессы образования зародышей чистых металлов. Однако зародыши все еще рассеяны по всему объему указанных трещиноватых зон. При движении водных флюидов в поровом пространстве этих зон металлы растворяются, вымываются и подвергаются химическим превращениям. В дальнейшем происходит их концентрация и перенос к поверхности. Это есть один из эффективных механизмов концентрации рудных металлических веществ.

Данная схема объясняет только начальную фазу концентрации – момент образования зародышей. Все дальнейшие этапы происходят по-разному для различных металлов и их соединений в зависимости от их химических и физико-химических свойств. По указанной причине невозможно объяснить образование конкретных рудных тел.

Суммируя рассуждения данного раздела и данные инженерной геологии, можно предложить некоторую обобщенную схему трещиновато-пористой и реологической структуры континентальной коры. В самом верхнем слое толщиной примерно 500 м происходит движение грунтовых вод под действием силы тяжести. Интенсивность движения этих вод такова, что под наблюдаемыми крупными реками, как правило, существуют сопутствующие подземные речные стоки. Они соизмеримы с потоками свободных речных вод и движутся в пористом, водо-насыщенном и проницаемом слое. Динамику и водный режим его изучают инженерная геология и гидрогеология.

Следующий слой, до глубин примерно 3 км, представлен, в основном, осадочными породами. Он разбит разломами на отдельные блоки и является сильно трещиноватым. Хотя подземных речных стоков в нем нет, тем не менее, существует гидрологическая связь с поверхностью, и поровое давление соответствует гидростатическому давлению. Все инструментальные измерения напряжений в коре (за исключением сейсмологических по механизмам землетрясений), в основном, определяются именно в данном слое. На больших глубинах оно чаще всего определяется по механизмам землетрясений.

Слой верхней коры, расположенный в интервале глубин от 3 до 10 км характеризуется развитием наклонных разломов. Примерно на этих глубинах листрические разломы начинают выполаживаться и утолщаться. Пористость и проницаемость этих глубин меньше, чем вышележащего 3 километрового слоя. Однако она достаточна для образования некоторых полезных ископаемых и движения флюидов.

На глубинах от 10 до 15 км в континентальной коре возникают трещиновато-пористые слои (волноводы). По разным косвенным оценкам они занимают от 50 до 70% площади континентов. Определение волноводов по сейсмическим данным требует специальных методов интерпретации и часто находится на грани ошибок измерения. По указанной причине во многих регионах мира их не находят, хотя, возможно, они там и существуют.

Волноводы не имеют сплошного простираения и имеют характер линз и отдельных слоев протяженностью в сотни километров. Пористость в них достигает одного процента, а проницаемость достаточна для того, чтобы флюиды двигались по ним в горизонтальном направлении. Ниже 15 км в среднем имеет место состояние, близкое к состоянию истинной пластичности. Тем не менее, на глубинах, превышающих 15 км, существуют т.н. глубинные разломы, в которых возможны трещиноватая структура и движение флюидов вдоль них. Вне разломов на этих глубинах более вероятной является не трещинная, а поровая структура, заполненная расплавами или летучими.

7.7. Динамика углеводородных флюидных систем

Нефти являются природными многокомпонентными смесями, основную часть которых составляют углеводороды (УВ). Их содержание в нефтях колеблется в пределах от 30 до 100%. Остальная часть приходится на неуглеводородные компоненты, к которым относятся смолы и асфальтены, а также металлопорфириновые комплексы и микроэлементы, содержание которых незначительно. Кроме того, встречаются т.н. хемофоссилии (реликтовые углеводороды), и химические соединения, возникшие из органики, но утратившие черты органики.

В условиях земной коры УВ газы чаще всего находятся в растворенном (в воде или нефти) или сорбированном состояниях. Часто они образуют свободные скопления (залежи), являющиеся объектом разработки.

В теории происхождения УВ месторождений есть два направления – органического и неорганического генезиса. В длительной дискуссии сторонников обоих направлений выявляются убедительные аргументы в пользу каждого из этих направлений. Как правило, эти успехи касаются некоторых результатов в конкретных регионах. В западной литературе доминирует, в основном, теория органического происхождения, поскольку биогенная теория хорошо вписалась в концепцию тектоники плит. Последняя в западной литературе в настоящее время практически никем не оспаривается. В России еще достаточно сильны позиции противников органической концепции. Отчасти это связано с историческими условиями развития науки в России, определенной ее изоляцией от мировой науки и языковым барьером. Ликвидация железного занавеса и происшедшие затем в последнее десятилетие положительные (и отрицательные) сдвиги в научном сообществе не преодолели полностью инерцию научного мышления, которая подчиняется своим собственным законам развития.

Впервые основные положения теории органического происхождения УВ высказали Г. Михайловский, А.Д. Архангельский и И.М. Губкин. Суть ее заключается в следующем. В морских осадках (преимущественно глинистых) накапливается рассеянное органическое вещество (ОВ). Из двух типов органического вещества (гумусного и сапропелевого) именно сапропелевое ОВ дает основу образования УВ. Первоначальные взгляды основоположников данной концепции в дальнейшем претерпели некоторые изменения, но сохранили свою основу. Развитие ее связано, прежде всего, с работами И.О. Брода, Н.Б. Вассоевича и других выдающихся ученых.

Накопление ОВ происходит в аквальных условиях. Современные континентальные месторождения прежде были морским дном. Преобразование ОВ в УВ происходит под действием двух факторов – давления и температуры. Необходимым условием создания соответствующих термодинамических условий для этой трансформации является опускание морского дна, которое обычно происходит неравномерно. Трансгрессии чередуются с регрессиями, в результате чего ОВ подвергается значительным трансформациям. Отметим, что битуминозные вещества, диффузно рассеянные в пелитовых породах, еще не являются нефтью. Эти вещества проходят сложный путь биохимического, геохимического и физико-химического преобразования, прежде чем они приобретут состав и свойства нефти. В процессе своего развития рассеянные ОВ (РОВ) проходят четыре стадии: диа-, ката-, мета- и гипергенетического изменения. Многими геологами-нефтяниками подчеркивается, что эти изменения происходят в режиме некоторых циклических процессов нефтеобразования. Другими словами, имеет место их многократная повторяемость, хотя в геологической литературе не конкретизируется природа повторяющихся процессов.

Н.Б. Вассоевич в стадийном развитии УВ выделял "главную фазу" нефтеобразования. В дальнейшем данная идея развивалась и уточнялась. К настоящему времени она фигурирует в форме концепции "нефтяного окна" и метода ТТІ (температурно-временной индекс). Считается, что многостадийное преобразование ОВ в УВ определяется временем выдержки вещества при определенной температуре. При этом в упрощенном виде был использован известный закон Аррениуса. Согласно ему при заданной энергии активации скорость реакции удваивается при повышении температуры на 10⁰С. Указанная идея была конкретизирована с помощью некоторых феноменологических соотношений и реализована в виде программных средств.

Однако изложенные соображения не решали главную проблему теории органического происхождения УВ, а именно – механизм концентрации. Диффузно рассеянные ОВ переходят в столь же рассеянные УВ. В то же самое время нефтегазоносные поля

составляют лишь незначительную часть площади сложенных осадочными породами нефтематеринских комплексов. В большинстве случаев нефтематеринский потенциал собственно нефтяных полей явно недостаточен для образования месторождений. Более того, значительные по размеру месторождения часто возникают не в осадочных, а в консолидированных породах фундамента (например, вьетнамское месторождение Белый Тигр). Возникает проблема, как происходит концентрация углеводородов из диффузно рассеянного состояния в месторождения и перенос их в породы фундамента. Точно так же остается неясным физический механизм циклических колебаний, который необходим для того, чтобы в результате стадийных преобразований ОВ перешли в ту форму УВ, которая называется нефтью.

Заметим, что газ является очень подвижной фазой и в свободном состоянии движется почти вертикально вверх. Поэтому для газовых месторождений в некоторых случаях вопрос решается достаточно просто и однозначно. Например, гигантские газовые месторождения Уренгоя возникают в результате газификации месторождений каменного угля, рассеянных в Сеноманских комплексах песчаников, которые расположены не очень глубоко (не глубже 3 км). Поверх Сеноманских слоев находятся непроницаемые глинистые покрывки, которые задерживают газ и создают газовые месторождения. Данный факт доказан точными измерениями изотопного состава газа и углей и был подтвержден контрольными измерениями независимых лабораторий.

Однако для нефти эта проблема остается открытой, и все изложенные соображения сохраняют свою силу. Здесь следует отметить два момента. С одной стороны, концентрация рассеянного вещества (УВ, рудного или какого-либо другого) в изолированной системе противоречит термодинамике. Следовательно, если эта концентрация все-таки происходит, то эта система является открытой. В переводе с языка физики на общепонятный язык это означает, что должен существовать некий механизм концентрации, который действует в пределах нефтематеринских осадочных покровов и ниже их в пределах рудосферы. Самое существенное замечание состоит в том, что данный механизм черпает энергию извне. Другими словами, наблюдаемая концентрация веществ является побочным эффектом каких-то очень мощных процессов. Природа очень расточительна и не имеет осмысленной цели. Следовательно, энергия внешнего источника должна не менее чем на один-два порядка превышать энергию движения флюидов во всей верхней коре. Таким мощным источником могут быть только региональные тектонические движения, которые в свою очередь, черпают энергию из глобальных геодинамических процессов. Других источников энергии такой мощности просто нет в природе. С точки зрения термодинамики УВ и рудные вещества не являются каким-то выделенным объектом. Они двигаются вместе с водными флюидами, составляя лишь малую их часть и "загрязняя их". В этом смысле руды и УВ являются лишь маркерами движения всей флюидной системы в целом.

Второй момент состоит в том, что указанный механизм должен иметь возможность переносить водосодержащие флюиды в пределах верхней и средней коры на большие расстояния по горизонтали (до тысячи километров). Отсюда можно сделать вывод о том, что на глубинах средней и верхней коры есть трещиноватые сильно проницаемые слои. В противном случае любой механизм движения флюидов в объектах, имеющих форму тонких слоев, будет двигать эти флюиды только вверх и вниз.

Трудности концепции биогенного происхождения УВ создают почву для развития противоположной точки зрения – абиогенного происхождения нефти. Как правило, именно противники органического происхождения нефти одновременно являются противниками тектоники плит. Однако ни одно из этих направлений не имеет решающих аргументов, делающих его единственно приемлемым. Данный факт наводит на мысль, что проблема не сводится к указанным двум крайним точкам зрения. Возможна и тре-

тья альтернатива. Эта альтернативная концепция представлена в заключительной главе монографии. В данном разделе ограничимся лишь изложением некоторых фактов, которые положены в ее основу.

При попытке обосновать теорию органического происхождения нефти ее сторонники столкнулись с еще одной проблемой. Геолого-геофизическими методами было показано, что значительная часть органического вещества преобразуется в углеводороды при очень низких температурах, при которых указанное преобразование сильно замедляется. Для того, чтобы разрешить это противоречие, В.И. Молчановым с коллегами [Молчанов и др., 1975] были проведены лабораторные эксперименты с целью исследования влияния интенсивных механических воздействий (помол в планетарных мельницах) на природные соединения. Результаты этих и других аналогичных экспериментов [Черский и др., 1985] позволили высказать предположение о том, что механохимические эффекты играют значительную роль в процессе низкотемпературного образования углеводородов из органических веществ. В реальных условиях верхней коры механическое воздействие на породы оказывают слабые и средние землетрясения. Именно они носят массовый характер и существуют практически во всех нефтегазоносных регионах.