



**Горная
книга**

РЕДАКЦИОННЫЙ
С О В Е Т

*Председатель
Л.А. ПУЧКОВ*

*Зам. председателя
Л.Х. ГИТИС*

*Члены редсовета
А.А. БАРЯХ*

А.П. ДМИТРИЕВ

Д.Р. КАПЛУНОВ

Б.А. КАРТОЗИЯ

А.В. КОРЧАК

М.В. КУРЛЕНЯ

В.Н. ОПАРИН

В.Л. ПЕТРОВ

И.Ю. РАССКАЗОВ

К.Н. ТРУБЕЦКОЙ

В.А. ЧАНТУРИЯ

В.Л. ШКУРАТНИК

чл.-корр. РАН

*директор
Издательства
«Горная книга»*

директор ГИ УрО РАН

академик РАЕН

чл.-корр. РАН

академик РАЕН

академик МАН ВШ

академик РАН

чл.-корр. РАН

академик МАН ВШ

директор ИГД ДВО РАН

академик РАН

академик РАН

зав. кафедрой МГГУ

MINING SCIENCES



Yu.O. Kuzmin
V.S. Zhukov

RECENT
GEODYNAMICS
AND PHYSICAL
PROPERTIES
VARIATIONS
OF ROCKS

MOSCOW

PUBLISHING HOUSE
«MINING BOOK»

2012



Ю.О. Кузьмин
В.С. Жуков

СОВРЕМЕННАЯ
ГЕОДИНАМИКА
И ВАРИАЦИИ
ФИЗИЧЕСКИХ
СВОЙСТВ
ГОРНЫХ ПОРОД

Издание второе, стереотипное

МОСКВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«ГОРНАЯ КНИГА»

2012

УДК 551.24: 551.243:550.342: 553.98:622.1:622.83

ББК 26.3:26.34

К 89

Книга соответствует «Гигиеническим требованиям к изданиям книжным для взрослых. СанПиН 1.2.1253—03», утвержденным Главным государственным санитарным врачом России 30 марта 2003 г. (ОСТ 29.124—94). Санитарно-эпидемиологическое заключение Федеральной службы по надзору в сфере защиты прав потребителей № 77.99.60.953.Д.014367.12.11

Рецензенты:

- д-р техн. наук, проф. *В.М. Максимов* (Институт проблем нефти и газа РАН);
- д-р техн. наук, проф. *В.Н. Попов* (Московский государственный горный университет)

Кузьмин Ю.О., Жуков В.С.
К 89 Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. — 2-е изд., стер. — М.: Издательство «Горная книга», 2012. — 264 с.

ISBN 978-5-98672-327-3 (в пер.)

Обосновано существование нового класса современных геодинамических процессов в зонах разломов — параметрически индуцированных суперинтенсивных деформаций (СД) земной поверхности. Показано, что наличие СД-процессов в платформенных, асейсмичных регионах диктует необходимость перехода от понятия «активный разлом» к понятию «опасный разлом» и радикальной коррекции нормативов, регламентирующих эколого-промышленную безопасность. Впервые проведено лабораторное моделирование деформационных процессов в условиях искусственно созданного «геодинамического полигона» на образцах горных пород. Получена уникальная информация о динамике физических свойств горных пород в условиях длительно действующих (порядка 1 года) квазистатических нагрузок. Осуществлены эксперименты, имитирующие процесс разработки месторождений нефти или газа. Разработанные подходы могут быть использованы при оценке геодинамического риска особо ответственных объектов.

Для специалистов в области геофизики, геологии, маркшейдерии, геодезии, экологии, оценки промышленного и страхового риска. Может служить учебным пособием для студентов вузов по соответствующим специальностям.

Табл. 4, ил. 62, список лит. — 244 назв.

Kuzmin Yu.O., Zhukov V.S.

Recent geodynamics and physical properties variations of rocks. — 2nd ed. — М.: Publishing House «Mining Book», 2012. — 264 p.

Existence of a new class of recent geodynamic processes in fault zones — parametric induced superintensive deformations (SD) of a terrestrial surface is proved. Presence SD of processes is shown, that, is especial in platform, aseismically regions, dictates necessity of transition from concept «an active fault» to concept «a dangerous fault» and radical correction of the existing normative documents regulating industrial and ecological safety of industrial and civil objects.

For the first time laboratory modeling processes of deformation and destruction in conditions is carried out is artificial created «geodynamic test area» on rocks samples. The unique information on character of physical properties changes of rock samples in conditions is long testing (about 1 year) quasi-static loadings. The experiments simulating process of development of oil fields or gas are carried out. Developed methodical and interpretation approaches can be used at carrying out and an estimation of geodynamic risk of especially responsible and ecologically dangerous objects.

ISBN 978-5-98672-327-3

- © Ю.О. Кузьмин, В.С. Жуков, 2004, 2012
- © Издательство «Горная книга», 2004, 2012
- © Дизайн книги. Издательство «Горная книга», 2004, 2012

Читатель, дорогой, то, что узнаешь ты,
Тебе покажется лишь вымыслом забавным,
Но Аполлоном я клянусь тебе державным,
Что не прибавил здесь я ни одной черты.

Огюст Барбье

Предисловие

Человечество третьего тысячелетия живет в стремительно меняющемся мире. Причем это касается не только политических и социально-экономических реалий. Неустойчивой оказалась и такая, некогда стабильная часть среды обитания человека, как земная «твердь».

В последние годы стало очевидным, что современное геодинамическое состояние недр претерпевает значительные изменения, достигая своего аномального (экстремального) проявления в разломных зонах. При этом аномальная геодинамическая активность разломов характерна как для сейсмоактивных, так и для асейсмичных регионов.

Уровень аномальных деформаций, выявленных в зонах разломов, оказался соизмерим с опасными смещениями, которые регламентированы в соответствующих нормативных документах, что привело к необходимости радикального пересмотра существующих представлений об уровне и масштабах геодинамического риска объектов, расположенных в платформенных, асейсмичных регионах.

Вместе с тем современная динамика напряженно-деформированного состояния геологической среды обуславливает вариации физических свойств горных пород во времени, которые, в свою очередь, служат источниками локальных, аномальных изменений деформационных, геофизических, флюидо-геохимических и других полей.

Данная книга посвящена всестороннему анализу взаимосвязи современных геодинамических процессов и вариаций физических свойств горных пород во времени на основе анализа обширного эмпирического материала, физического и математического моделирования процессов.

Монография условно подразделяется на три соподчиненные части. Первая часть посвящена пространственно-временным закономерностям современной геодинамики разломов, описанию механизма нового класса движений в зонах разломов — параметрически индуцированных суперинтенсивных деформаций (СД) земной

поверхности, которые диктуют необходимость перехода от понятия «активный разлом» к понятию «опасный разлом».

Вторая часть работы посвящена математическому моделированию СД-процессов и лабораторному моделированию динамики физических свойств горных пород (деформационно-прочностные характеристики, электропроводность, акустическая эмиссия и др.).

Так, впервые проведено лабораторное моделирование процессов деформирования и разрушения геоматериалов в условиях искусственно созданного «геодинамического полигона» на образцах горных пород. Получена уникальная информация о характере взаимосвязи общей и локальной деформаций образцов, акустической эмиссии и электропроводности в условиях длительно действующих (порядка 1 года) квазистатических нагрузок. Осуществлены эксперименты, имитирующие процесс разработки месторождений нефти или газа, на основе наблюдений деформационной реакции горных пород на изменения порового давления.

В третьей части работы представлены результаты изучения динамики физических свойств горных пород в естественном залегании (*in situ*). Для этой цели использовались данные по вариациям ряда параметров (деформации земной поверхности, уровень воды в глубокой скважине, скважинные переходные электросопротивления, электротеллурические потенциалы и др.) в период подготовки землетрясений, а также материалы повторных геофизических исследований скважин (ГИС) на объектах подземного хранения газа.

На основе проведенных исследований сделан вывод о целесообразности максимального использования существующих методов производственного мониторинга в качестве геодинамического, который необходим как элемент системы обеспечения промышленной и экологической безопасности объектов нефтегазового комплекса и других особо ответственных объектов.

Данная книга является логическим продолжением предыдущих публикаций авторов, многие результаты вошли в лекционные курсы, которые один из авторов читает в Московском государственном горном университете. Учитывая это, а также новизну и актуальность поднимаемых проблем, авторы на протяжении всей книги старались максимально ясно, с дидактической точностью отображать свою позицию при формулировке базовых определений и терминов, при этом осознавая вслед за Конфуцием, что: «... ясность есть только одна из форм полного тумана».

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность соавторам по основным научным публикациям, нашедшим отражение в данной работе: А.К. Атаеву, А.А. Бедерову, Б.Н. Гаипову, А.Г. Гамбурцеву, А.В. Жардецкому, С.Ф. Изюмову, А.Ч. Каррыеву, Н.А. Касьяновой, А.О. Микаэлян, П.А. Моисееву, А.О. Мострюкову, А.И. Никонову, Г.А. Полоудину, А.В. Пономареву, Б.Г. Салову, В.А. Сантуряну, В.А. Сидорову, М.А. Скворцовой, З.И. Стаховской, Ю.Е. Федосееву, В.А. Чурикову, М.И. Эфендиеву и другим.

На протяжении всего периода выполнения данной работы авторы пользовались советами и консультациями Г.А. Соболева, В.А. Сидорова, А.А. Авагимова, В.И. Лыкова, за что выражают им искреннюю признательность.

Особую благодарность авторы выражают рецензентам работы В.Н. Попову и В.М. Максиму за конструктивные замечания, учтенные при окончательной подготовке рукописи к печати.

Глава 1

ОПЫТ
ПОДГОТОВКИ
МЕРЗЛЫХ ПОРОД
К РАЗРАБОТКЕ

1.1. Определение предмета и методов современной геодинамики

В настоящее время происходит радикальный пересмотр взглядов на роль геодинамического фактора при оценке экологического, социально-экономического и страхового рисков экологически опасных и особо ответственных объектов.

Учитывая некоторую дискуссионность в определении геодинамических терминов, ниже приводятся формулировки основных определений понятий, их объектов и методов.

Существуют два подхода к определению геодинамики как научной дисциплины: кинематической и силовой [Кузьмин, 1999].

Сторонники первого подхода (астрономы, геодезисты и маркшейдеры) считают, что центральным предметом исследований в геодинамике является изучение основных кинематических характеристик (смещений, скоростей, векторов направленности и т.д.) движений земной поверхности в различных пространственно-временных масштабах их протекания с последующей реконструкцией исходного поля сил (напряжений).

Иной точки зрения придерживаются исследователи (геологи, геофизики и геомеханики), которые, основываясь на втором подходе, считают, что основной проблемой геодинамики является установление механизмов формирования движений в различных геосферах с последующей оценкой кинематических характеристик движений, предполагая полную унаследованность современных движений от процессов прошлых геологических эпох.

Результаты измерений в реальном масштабе времени в этом случае не являются основным предметом исследований, а служат элементом доказательности принятой схемы приложения тектонических сил (напряжений).

Наиболее гармоничное, учитывая оба подхода, определение основной задачи геодинамики дано в работе [Теркот, Шуберт, 1985], где утверждается, что *«Геодинамика изучает движения и деформации, происходящие в земной коре, мантии и ядре, и причины таких движений и деформаций»*.

Однако и здесь имеет место двойственность определения — обособление **движений** и **деформаций**. Это и понятно, поскольку исследователям зачастую приходится изучать отдельно (особенно на модельном уровне) движения литосферных плит и/или блоков земной коры, как твердых (или жестких) тел, и деформации, которым подвержены эти тела в результате их взаимодействия.

Таким образом, имеет место обособление и противопоставление таких понятий, как **напряжение** — **деформация** и **движение** — **деформация**.

Вместе с тем представляется возможным снять обособления и противоречия при формулировании этих базовых понятий геодинамики.

Как известно, количественной основой для описания геодинамических процессов служит механика деформируемого твердого тела. В рамках этой научной дисциплины возникновение деформаций (движений) обычно трактуется как результат действия на тело приложенных напряжений (сил).

Однако если обратиться к опыту, то справедливым оказывается и обратное утверждение. Известно, что при деформации твердых тел возникают силы, действующие как внутри тел со стороны одних частей на другие, так и между соприкасающимися телами. В случае объемных деформаций это справедливо также и для жидкостей и газов в полном соответствии с основной аксиомой реологии.

Таким образом, имеет место явное и принципиальное противоречие. Это противоречие исчезает, если вспомнить, что деформация — это изменение формы и размеров тела, *изменение взаимного расположения отдельных частей тела относительно друг друга, т.е. результат различных перемещений (движений) отдельных частей тела*. Следовательно, объяснить происхождение деформаций — это значит объяснить происхождение тех движений, которые привели к изменению взаимного расположения отдельных частей тела.

Деформации, таким образом, есть результат определенного движения, и непосредственной причиной деформаций является движение, а не силы (или напряжения как силы, делённые на площадь их приложения).

Конечно, силы играют существенную роль в возникновении движений, а значит, и в появлении деформаций. Но они являются лишь косвенной причиной деформаций.

Установить непосредственную связь между силами и деформациями не всегда возможно. Силы сами по себе еще не определяют деформаций, которые должны возникнуть. Только, если эти силы таковы, что разные части тела движутся по-разному, а взаимное расположение различных частей тела изменится, только тогда возникнут деформации.

В качестве простейшей иллюстрации сказанного можно рассмотреть следующий пример [Хайкин, 1967; Кузьмин, 1999].

Пусть имеются две массы m и M , между которыми находится недеформируемая пружина P ; коэффициент жесткости ее равен k . Масса пружины полагается пренебрежимо малой по сравнению с массами m и M , при этом система «массы — пружина» ориентирована горизонтально (расположена на столе).

Пусть на массу m начинает действовать сила F (например, растягивать слева). Под действием этой силы масса m приобретает ускорение влево, а масса M в первый момент остается в покое, ибо на нее не действуют никакие силы. Следовательно, в начальный момент левая часть пружины начнет двигаться влево, а правая будет оставаться в покое, вследствие чего пружина начнет растягиваться. Вместе с деформацией пружины возникнет сила, действующая со стороны пружины на массу M слева. Под действием этой силы масса M также приобретает ускорение влево. В конечном итоге появится некоторое установившееся удлинение пружины.

Чтобы оценить эту установившуюся деформацию пружины, необходимо составить уравнения движений. Если удлинение пружины равно X , то сила, действующая со стороны пружины на каждую массу, по величине равна kX , следовательно, ускорение массы m определяется уравнением:

$$mj_m = F - kX \quad (1.1)$$

и соответственно ускорение массы M — уравнением:

$$Mj_M = kX. \quad (1.2)$$

Так как конечное ускорение обеих масс одинаково, то

$$j_m = j_M, \quad (1.3)$$

и при этом условии из уравнений (1.1) и (1.2) можно определить и деформацию X :

$$X = \frac{M}{m + M} \frac{F}{k} . \quad (1.4)$$

Таким образом, видно, что растяжение (удлинение) пружины X существенно зависит не только от жесткостных свойств пружины и величины приложенной силы, но и от величин масс M и m .

Лишь в предельном случае, когда масса M гораздо больше массы m , растяжение пружины окажется равным статическому:

$$X_0 = \frac{F}{k} , \text{ т. е. тому растяжению, которое получилось бы, если пра-}$$

вая часть пружины была бы жестко закреплена. Во всех других случаях растяжение зависит от соотношения масс и не может быть найдено только из величины приложенной силы. В частности, когда масса m гораздо больше массы M , растяжение пружины близко к нулю, независимо от величины приложенной силы.

При различных соотношениях масс получаются все промежуточные значения растяжения — между растяжением, равным нулю, и растяжением, равным статическому. Следовательно, нельзя дать однозначного ответа на вопрос о том, как деформация пружины зависит от приложенной силы, пока не рассмотрены сами движения, вызванные этой силой.

Иными словами, *и напряжения (силы), и деформации есть отражение различных форм (силовой и кинематической) единого процесса — движения* и поэтому никакого обособления или противопоставления этих понятий при правильной трактовке не существует.

На практике, оперируя терминами «напряжение» и «деформация», исследователи часто упускают из вида, что наблюдаемыми (измеряемыми) величинами в геодинاميке являются именно движения (горизонтальные, вертикальные или сдвиговые перемещения), а напряжения и деформации (как отношение перемещений к базе измерений) определяются по результатам вычислений. Поэтому в геодинاميке (особенно современной) движения являются и объектом наблюдений, и объектом интерпретации одновременно.

Из основ классической механики (теорема Коши-Гельмгольца) следует, что любое движение можно представить как параллельный перенос и вращение участков среды как абсолютно твердых (жестких) тел и их деформаций (объемных и сдвиговых).

В этом случае *геодинамика* — это научная дисциплина, изучающая движения, происходящие в земной коре, мантии и ядре, и причины этих движений [Кузьмин, 1999].

Современная геодинамика как научное направление является составной частью общей геодинамики, и поэтому при определении основного предмета исследований здесь также имеется противоречивость определений.

Для формулировки понятия «современная геодинамика» необходимо иметь в виду ряд принципиальных обстоятельств. Как известно из механики, динамику можно определить в противопоставлении либо кинематике, либо статике. В первом случае динамика ответственна за изучение причин, вызывающих движения, во втором она понимается в более обобщенном смысле — и как изучающая (описывающая) сами движения, и как изучающая причины, их вызывающие. В этом, обобщенном, смысле традиционный термин «современные движения земной коры» может быть адекватно заменен термином «современная геодинамика».

Особо следует остановиться на трактовке термина «современный». Его, как правило, определяют двояким образом: либо подчеркивая инструментальный характер изучения (фиксации) движений, либо отмечая длительность протекания процессов в сравнении с геологическими масштабами времени.

В данном случае вновь возникает двойственность толкований основного предмета исследований в современной геодинамике. Так, в случае полной унаследованности движений от прошлых геологических эпох можно инструментально зарегистрировать движения, которые по длительности протекания формирующих их процессов не относятся к разряду современных.

С другой стороны, существует определенная относительность средств наблюдений к свойствам исследуемых объектов. Так, если измерять с помощью повторных нивелирований такой типичный для современной геодинамики процесс, как земноприливные деформации, то существует ограничение по чувствительности и временной детальности наблюдений. В случае, когда предпринимается попытка измерения движений плит или блоков земной коры наклономерами и деформографами, то возникает ограничение по пространственному масштабу наблюдений.

В целом следует отметить, что существующие понятия, которыми оперируют в современной геодинамике, а также методы изучения процессов в основном являются относительными.

Для демонстрации этого положения рассмотрим следующий мысленный эксперимент. Пусть на земной поверхности имеются два (*A* и *B*) прочно закрепленных репера (два пункта наблюдений), которые ориентированы по азимуту «север — юг» таким образом, что пункт *A* расположен севернее пункта *B*. Можно показать, что одной и той же деформации **удлинения** соответствует пять принципиально различных по кинематике ситуаций:

- 1) пункты *A* и *B* равномерно перемещаются в противоположных направлениях;
- 2) пункт *A* неподвижен, а пункт *B* перемещается на «юг»;
- 3) пункт *B* неподвижен, а пункт *A* перемещается на «север»;
- 4) пункт *A* и пункт *B* перемещаются на «север», но скорость перемещения пункта *A* больше, чем пункта *B*;
- 5) пункт *A* и пункт *B* перемещаются на «юг», но скорость перемещения пункта *B* больше, чем пункта *A*.

Таким образом, абсолютному понятию «**удлинение**» соответствуют пять комбинаций относительных горизонтальных перемещений (движений), которые обусловлены различными геодинамическими обстановками.

Следует отметить также относительный характер понятий «**укорочение — сжатие**» и «**удлинение — растяжение**». Так, например, при горизонтальном **сжатии** фрагмента геологической среды происходит изгиб земной поверхности вверх, что приведет к естественному **удлинению** расстояния между пунктами *A* и *B*.

Аналогичным образом выглядит ситуация и с вертикальными смещениями земной поверхности. В этом случае, например, абсолютному понятию «наклон на север» будет соответствовать пять различных ситуаций с относительными вертикальными смещениями (движениями).

Следует подчеркнуть, что это утверждение справедливо в первую очередь для обсерваторских систем наблюдений при малом количестве станций или для коротких профилей с малым количеством наблюдательных пунктов. В случае, когда имеют место профильные наблюдения с достаточно высоким пространственно-временным разрешением, то имеется возможность (например, для

вертикальных движений) полностью зафиксировать аномалию в пределах измерительной системы и определить абсолютное значение данного аномального вертикального смещения земной поверхности.

Так, при локальных просадках земной поверхности можно считать, что амплитуда аномального изменения, отсчитываемая от нуля, определяемого точностью наблюдений, есть абсолютное вертикальное смещение земной поверхности, допускающее однозначное кинематическое объяснение.

Причиной такой неоднозначности является то, что практически все методы измерений (геодезические и геофизические), применяемые в геодинاميке, являются относительными.

В самое последнее время появляется возможность использовать в современной геодинاميке абсолютные методы измерений с использованием спутниковых технологий (GPS-системы). Однако к настоящему времени, из-за недостатка исследований по совмещенным (наземным и спутниковым) системам измерений в пределах единого геодинамического объекта наблюдений, имеются известные трудности по оценке степени адекватности получаемых GPS-системами результатов.

Основным методом интерпретации геодинамических наблюдений является решение обратных задач — установление глубинного источника аномальных движений по данным измерений на земной поверхности. Однако и в данном случае вновь возникает проблема относительности средств наблюдений к свойствам объекта.

Так, если имеет место фиксация унаследованного движения, например, вызванного конвекцией в мантии, методами современной геодинамики (астрономо-геодезическими, сейсмологическими и т.п.), то вследствие ограниченности (кратковременности) периода наблюдений возникает принципиальная невозможность решения обратных задач (как кинематики, так и динамики). Для однозначной интерпретации необходимо, чтобы «начало» и «завершение» наблюдаемого процесса целиком укладывалось в интервал между повторными циклами наблюдений.

Ситуация усугубляется еще и тем, что имеет место острый дефицит достоверных сведений о базовых характеристиках среды в условиях их естественного залегания в земных недрах. Хорошо известно, что даже анализ ядерной информации страдает определенной степенью необъективности.

Кроме того, существенной проблемой является то, что измеряемые величины смещений известны с точностью до мм, а точность определения, например, геологических границ достигает, в лучшем случае, первых сотен метров. Вновь на лицо явная неоднозначность между достоверностью параметров наблюдаемого процесса и возможностью его достоверной интерпретации в существующих геологических параметрах и характеристиках среды.

В связи с этим одним из главных условий реальной трактовки наблюдаемых процессов является соизмеримость длительности протекания последних с длительностью самого измерения. В этом случае совершенно необходимо четко следовать принципу наблюдаемости Нильса Бора: *существующим считается лишь то, что наблюдаемо или может быть сделано таковым*, который был разработан именно в тех областях естествознания, в которых базовые свойства объекта не всегда доступны прямому наблюдению.

Таким образом, ***современная геодинамика — это часть общей геодинамики, изучающая движения земных недр и причины, их вызывающие, когда время действий последних соизмеримо с длительностью самого процесса наблюдений*** [Кузьмин, 1990].

При этом под длительностью наблюдений понимается либо интервал между повторными (геодезическими, геофизическими, сейсмологическими) измерениями, либо период непрерывной регистрации параметров деформографами и наклономерами.

С позиций сформулированного определения, объектом изучения в современной геодинамике могут быть наиболее мобильные и активные структуры литосферы и, в первую очередь, зоны тектонических нарушений (разломов). Учитывая имеющуюся дискуссионность в определении понятия «разлом», необходимо сформулировать авторскую позицию в этом вопросе.

Как правило, термин «разлом» или «разломная зона» используется как некая граница раздела между блоками, которые отличаются различной мобильностью или иными характеристиками. По мнению авторов, разломы следует рассматривать как специфические геологические тела, некий объем земной коры, имеющий аномальное строение и повышенную трещиноватость, возникшие в результате линейной деструкции среды.

Поэтому в данной работе такие понятия, как «разлом», «разломная зона», «зона разрывных нарушений», «зона повышенной трещи-

новатости», рассматриваются в качестве синонимов. Главным здесь является то, что *зона разлома есть область, вмещающая породы с аномальными физико-механическими, геолого-геофизическими, флюидо-геохимическими и другими характеристиками.*

В этом случае зоны разломов естественным образом являются концентраторами современного аномального напряженно-деформированного состояния, а следовательно, и базовым объектом изучения современных геодинамических процессов.

Принципиально важно то, что в отличие от геодинамики, изучающей только природные процессы, в современной геодинамике исследуются процессы как природного, так и техногенного происхождения.

Основные природно-техногенные явления, изучаемые в современной геодинамике, — это деформационные и сейсмические процессы в недрах, а также взаимосвязанные с ними вариации геофизических и флюидо-геохимических полей.

При этом следует помнить о следующих обстоятельствах. Очень часто сейсмичность относят к категории геодинамических явлений. Это действительно так. Сейсмичность — это «быстрая» составляющая геодинамического процесса. Движения (деформации), включая современные, относятся к «медленной» части спектра геодинамических явлений.

В последние годы среди специалистов в области геодинамики утвердилась тенденция медленные движения именовать геодинамикой (или деформационными процессами), а все, связанное с землетрясениями, определять как сейсмические процессы. Кроме того, при исследованиях в рамках геодинамического мониторинга особо ответственных и экологически опасных объектов зачастую употребляется термин «геодеформационные» процессы, которые отличаются от собственно деформационных процессов самих материалов конструкций изучаемых объектов.

Авторы считают, что при правильном и профессиональном использовании терминов «деформационные, геодеформационные и сейсмические процессы» по отношению к соответствующим объектам исследования путаницы в употреблении этих понятий не происходит.

Необходимо также определиться в использовании терминов «недра», «верхние слои земной коры», «геологическая среда», ко-

гда речь идет о характеристике тех объемов среды, в которых протекают современные геодинамические процессы.

Согласно определению, данному в законе РФ «О недрах», *недра — это верхняя часть земной коры, расположенная ниже почвенного слоя, при его отсутствии — ниже земной поверхности и дна водоемов и водотоков, простирающаяся до глубин, доступных для геологического изучения и освоения.*

Геологическая среда (по Е.М. Сергееву) — это верхняя часть литосферы, которая рассматривается как многокомпонентная динамическая система, находящаяся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека и, в свою очередь, в известной степени определяющая эту деятельность.

Авторы под всеми перечисленными выше терминами понимают тот слой земной коры, в котором имеют место современные аномальные геодинамические процессы, обусловленные совокупностью природных и техногенных воздействий.

Таким образом, становится очевидным, что **современная аномальная геодинамика недр — это современная геодинамика разломных зон.**

1.2. Пространственно-временная структура современных аномальных деформационных процессов

Как известно, основу информации о пространственно-временной структуре современного геодинамического состояния среды составляют повторные геодезические измерения, проводимые на трех масштабных уровнях описания процессов: региональном, зональном и локальном.

В настоящее время наиболее полная информация получена по данным повторных нивелирований (вертикальная компонента движений). Это обусловлено целым рядом причин. Нивелирные измерения более технологичны (по сравнению с методами регистрации горизонтальных движений) и выполнены с гораздо большей точностью. С другой стороны, при прочих равных условиях, вертикальная составляющая аномальных смещений земной поверхности (свободной от напряжений) значительно превышает горизонтальную компоненту.

Региональный уровень описания процессов обеспечивается на основе анализа повторных измерений вдоль линий Государственной сети. Зональные и локальные процессы изучаются на специально организованных геодинамических полигонах.

Одной из основных особенностей пространственного распределения современных вертикальных движений земной поверхности регионального масштаба (порядка сотен и более километров) являются протяженные аномальные зоны, представленные градиентным характером аномальных изменений, которые контролируются зонами глубинных разломов.

При этом значения горизонтальных градиентов движений составляют величины порядка первых мм/км в год. На графиках, отражающих линейную (профильную) составляющую движений, эти градиентные участки имеют форму ступенеобразных (сдвиговых) изменений в полном соответствии с общепринятыми представлениями о медленных, дифференцированных вертикальных перемещениях смежных объемов среды (блоков земной коры) вдоль зон разломов под воздействием изменений регионального поля напряжений [Николаев, 1988; Никонов, 1977].

В начале шестидесятых годов под эгидой Междудементственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР была развернута обширная программа изучения современных движений земной коры на геодинамических полигонах различного целевого назначения. Результаты повторных наблюдений на этих полигонах, с интервалами времени между повторениями в месяцы и годы, выявили наличие интенсивных, локальных движений в зонах разломов, которые имели пульсационный и короткопериодический характер. Это не явилось большой неожиданностью для специалистов, поскольку первые геодинамические полигоны закладывались в сейсмоактивных регионах.

В начале семидесятых годов Миннефтепромом СССР была начата реализация долгосрочной программы изучения современных движений земной коры в нефтегазоносных осадочных бассейнах. Основная цель этих работ заключалась в использовании результатов геодинамических наблюдений при изучении особенностей геологического строения и оценки перспектив нефтегазоносности выбранных объектов [Сидоров, Кузьмин, 1989а; Сидоров, Кузьмин и др., 1994].

В качестве таких объектов были использованы территории крупных нефтегазоносных бассейнов древней докембрийской Русской платформы (Припятский прогиб, западное и северо-западное обрамление Прикаспийской впадины, Башкирский свод и Соликамская впадина), Западно-Сибирской плиты (Вартовский свод), предгорных и межгорных прогибов складчатых областей (Терско-Каспийский, Предгиссарский, Рионо-Куринский).

Принципиально важно, что основные параметры измерительных систем (густота, частота опроса и точность наблюдений) на геодинамических полигонах, расположенных в платформенных, асейсмичных районах, оказались идентичными полигонным системам измерений, расположенным в орогенных, сейсмоактивных областях.

Это обстоятельство позволило провести последовательное сопоставление характеристик современной геодинамической активности земных недр, полученных идентичными системами наблюдений, находящимися в наиболее контрастных в геодинамическом отношении областях, которыми в первую очередь являются сейсмоактивные и асейсмичные регионы.

Учитывая, что изучение современной геодинамики разломных зон требует специализированных систем измерений, то для дальнейшего анализа привлечены результаты многократных, повторных геодезических и геофизических наблюдений, полученных в Копетдагской и Камчатской сейсмоактивных зонах, а также в асейсмичной Припятской впадине, которые максимально соответствуют этой цели [Кузьмин, 1989; 1990; 1998; Сидоров, Кузьмин, 1989а; Кузьмин, Чуриков, 1998; Churikov, Kuzmin, 1998].

Региональные исследования современных движений земной поверхности в зоне Предкопетдагского краевого прогиба были начаты в 1939 г., когда был заложен нивелирный профиль протяженностью 100 км по линии Ашхабад — Бахардок (рис. 1.1). Этот профиль многократно повторялся, что позволило определить устойчивые тенденции в развитии современных геодинамических процессов в разломных зонах этого региона. На рис. 1.1, а представлены результаты нивелирования за две эпохи наблюдений, совмещенные с глубинным разрезом земной коры, построенным с использованием материалов сейсмической и гравитационной разведок.

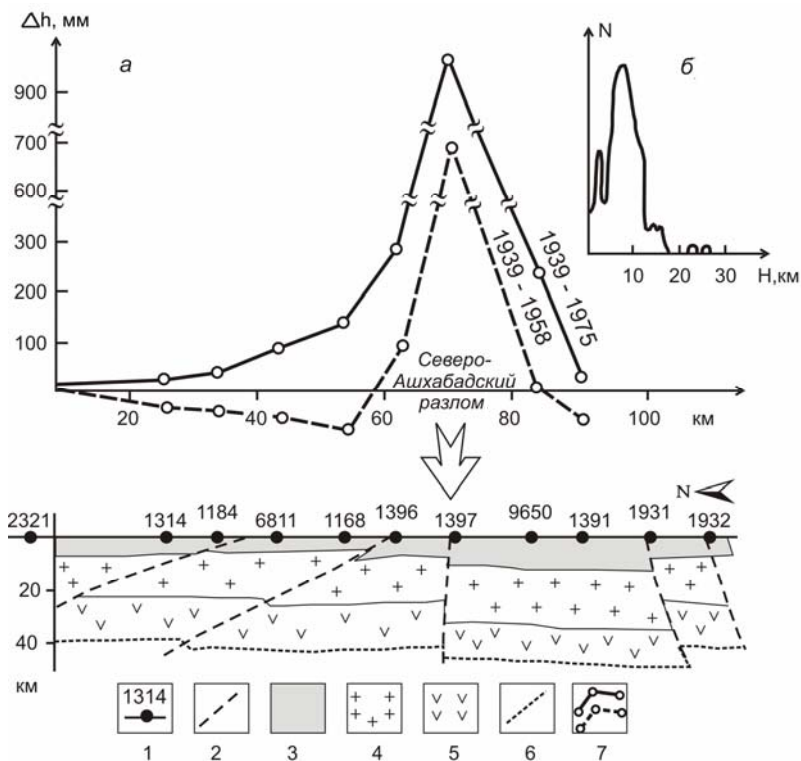


Рис. 1.1. Современные вертикальные движения земной поверхности Δh по профилю Ашхабад — Бахардок (*a*) и распределение сейсмической активности N на глубине H в пределах Ашхабадского геодинамического полигона (*б*)
 Условные обозначения: 1 — местоположение и номера пунктов нивелирования; 2 — глубинные разломы; 3 — осадочный слой; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой; 6 — поверхность Мохоровичича; 7 — кривые вертикальных движений

Первые же повторные наблюдения выявили характерное куполообразное поднятие, пространственно приуроченное к осевой части прогиба, которая контролируется зоной Северо-Ашхабадского разлома, проходящего сквозь кору. Причем, если поднятие земной поверхности в период с 1939 по 1958 гг. можно было бы трактовать как следствие Ашхабадского катастрофического землетрясения 1948 г. [Кузьмин, 1998], то в последующую эпоху подобных сильнейших для данной зоны землетрясений не было. Тем не менее

аномальное поднятие имеет значительную амплитуду (до 200 мм) и в последующую эпоху после катастрофического землетрясения.

Попытки интерпретировать это аномальное поднятие с позиций блоковой тектоники встретили значительные затруднения, так как при существующем в этой зоне субмеридиональном, субгоризонтальном сжатии наклонное положение разломных зон и их ориентация, по отношению к исходной нагрузке, не обеспечивают выдавливания трапециевидных блоков вверх.

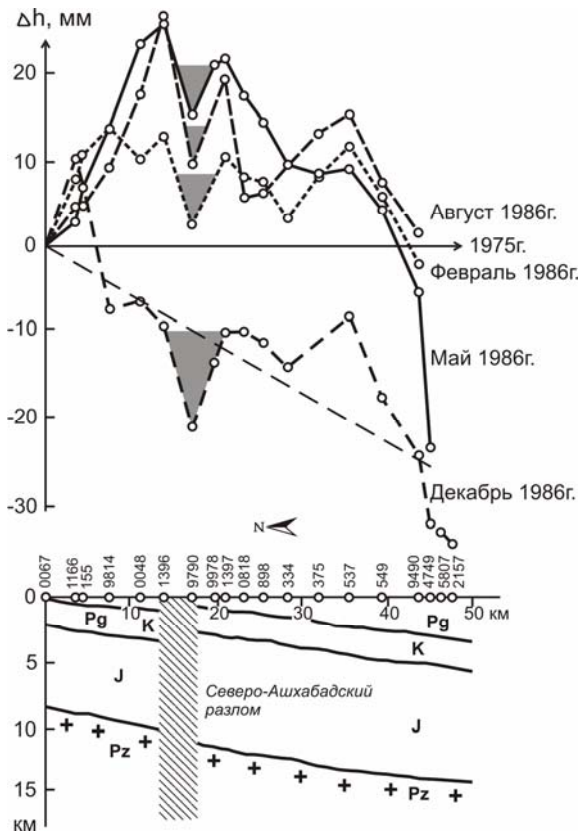
Кроме этого, на рис. 1.1, б показано распределение по глубинам гипоцентров слабой сейсмичности в окрестности аномального поднятия, которое указывает на значительную степень трещиноватости зоны контакта осадочного чехла и фундамента. Это обстоятельство позволяет полагать изгиб осадочного чехла в качестве источника формирования аномального поднятия.

В дальнейшем были проведены специально поставленные нивелирные работы с повышенной пространственно-временной детальностью (рис. 1.2). Расстояние между пунктами наблюдений стало доходить до 1—2 км, а частота опроса достигала ежеквартального повторения [Кузьмин, 1990].

Для более детальной диагностики аномального геодинамического состояния недр этого района максимальному улучшению изученности подверглась наиболее мобильная (протяженностью около 50 км) часть поднятия. Оказалось, что общая тенденция остается прежней, хотя и менее интенсивной, на фоне которой отчетливо проявляется локальное опускание (проседание) земной поверхности в окрестности зоны Северо-Ашхабадского разлома.

Для определения пространственной конфигурации аномального регионального поднятия были проведены дополнительные работы, которые заключались в том, что вдоль простирания выявленного поднятия был заложен нивелирный профиль субширотной ориентации, который повторялся квазисинхронно с меридиональным. Эти исследования показали, что региональное аномальное поднятие носит характер цилиндрического изгиба, поскольку вертикальные смещения отметок реперов вдоль субширотного профиля оказались на порядок меньше по сравнению с аномальными движениями на меридиональном профиле [Кузьмин, 1998].

Рис. 1.2. Современные вертикальные движения земной поверхности повышенной пространственно-временной детальности в пределах осевой части Предкопетдагского прогиба



Таким образом, имеет место парадоксальная ситуация. В осевой части Предкопетдагского краевого прогиба существует устойчивое региональное поднятие, которое надежно зарегистрировано многократными повторными измерениями.

Аналогичная ситуация наблюдается и на территории Припятского прогиба. На рис. 1.3 представлены результаты повторных нивелирных и гравиметрических наблюдений вдоль регионального профиля ГСЗ МОВЗ VIII—VIII, проходящего через Припятский прогиб. Этот профиль имеет протяженность 140 км, нивелирные и гравиметрические пункты наблюдений заложены через 250—300 м. В нижней части рисунка представлены геолого-геофизические разрезы осадочного чехла и земной коры в целом. Там же показано распределение глубинных температур вдоль этого профиля.

Как следует из рис. 1.3, в этом регионе также существуют аномальные деформационные процессы, которые пространственно приурочены к разломным зонам. Аномальные изменения представлены двумя характерными морфологическими типами: протяженные изгибы вверх и локальные просадки земной поверхности, которые также аналогичны предыдущим результатам.

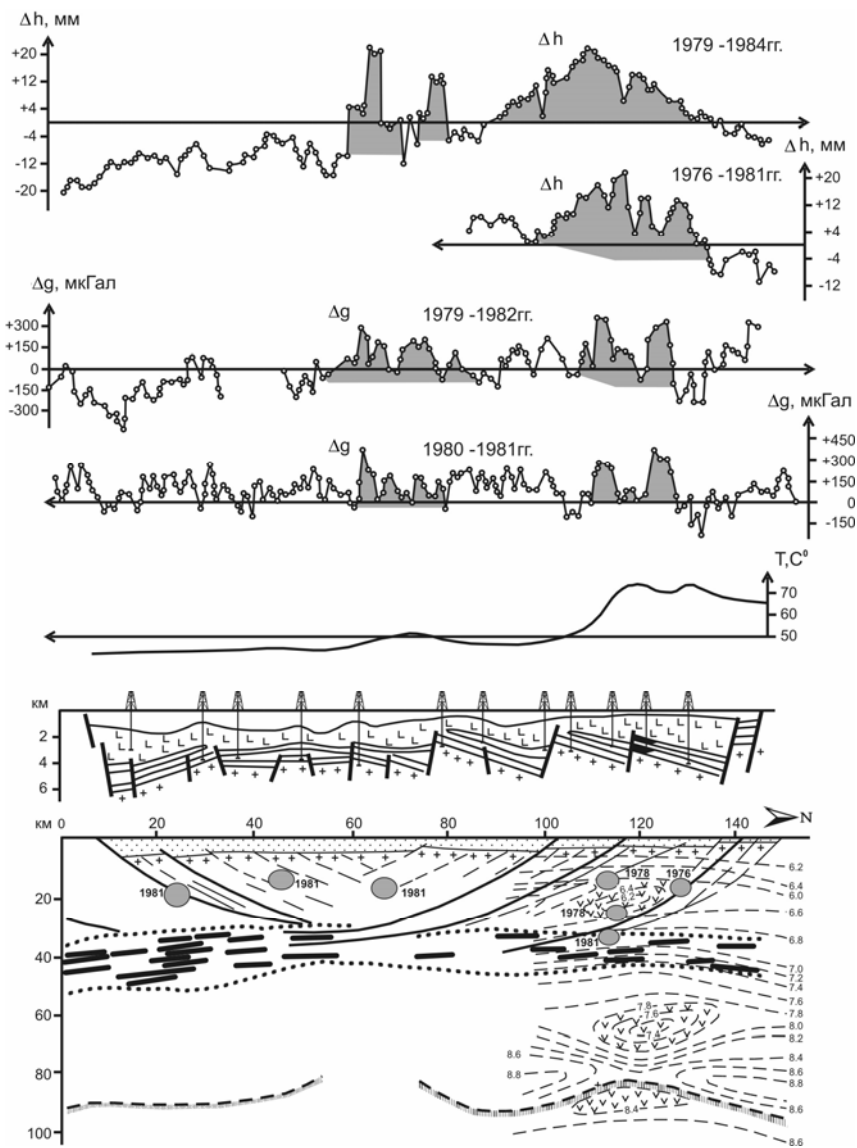


Рис. 1.3. Современные вертикальные движения земной поверхности и изменения силы тяжести во времени по региональному сейсмическому профилю ГСЗ МОВЗ VIII — VIII через Припятский прогиб

В результате комплексного сопоставительного анализа данных, полученных идентичными системами измерений (плотность пунктов наблюдений, точность и частота опроса), расположенными в сейсмоактивных и асейсмичных регионах, были сформулированы следующие эмпирические обобщения [Кузьмин, 1989, 1996, 1999; Сидоров, Кузьмин, 1989 а].

Выявлены интенсивные локальные аномалии вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности, которые приурочены к зонам разломов различного типа и порядка. *Эти аномальные движения высокоамплитудны (50—70 мм/год), короткопериодичны (0,1—1 год), пространственно локализованы (0,1—1 км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Среднегодовые скорости для них чрезвычайно высоки и составляют величины порядка $(2\div 7)\cdot 10^{-5}$ /год. Поэтому их следует определить как суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в зонах разломов* [Кузьмин 1996; 1999].

Существуют устойчивые типы локальных аномалий в вертикальных движениях земной поверхности в зонах разломов (рис. 1.4). При этом горизонтальные размеры L γ -аномалий составляют 0,1—2 км, S -аномалий — 5—10 км, а β -аномалий — 10—30 км. Там же приведены соотношения между амплитудой Δh и протяженностью L для каждого типа аномалий, связанные через масштабный коэффициент $m = 10^{-6}$ (если амплитуда выражена в миллиметрах, то ширина аномалии — в километрах).

Основные пространственно-временные характеристики аномальных движений идентичны как для сейсмоактивных, так и для асейсмичных разломных зон. При этом интенсивность деформационного процесса в разломах асейсмичных регионов выше, чем в сейсмоактивных.

Установленные типы аномальных движений находятся в определенном соответствии с региональными типами напряженного состояния земной коры. В районах предгорных и межгорных прогибов (области сжимающих напряжений) доминируют β -аномалии, а в рифтовых областях (зоны растяжений) преобладают γ -аномалии. Аномалии типа S оказались крайне редким явлением для всех изученных регионов.

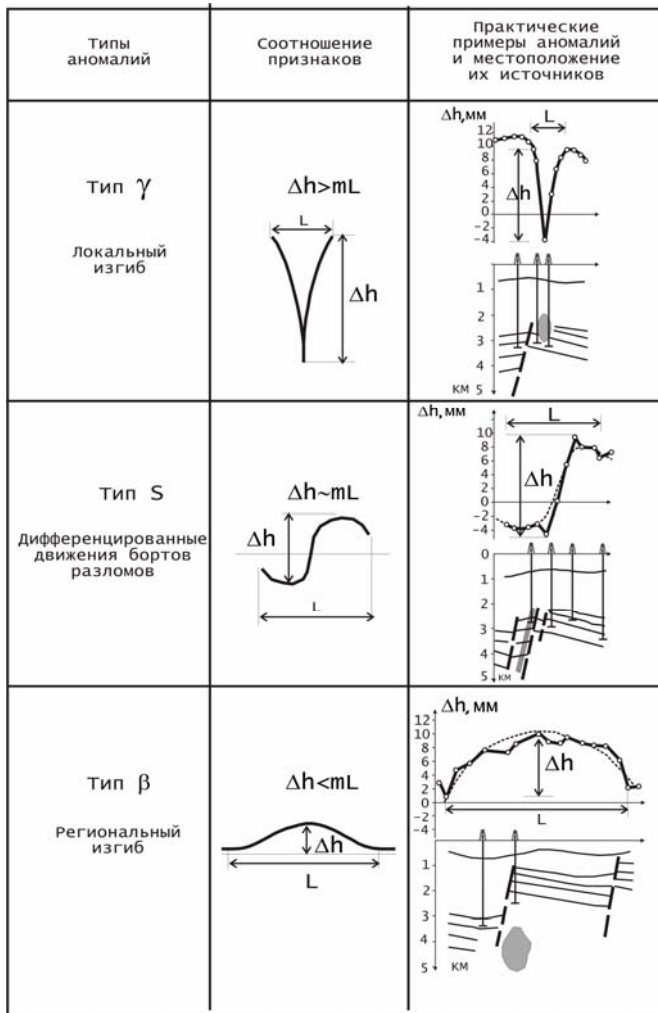


Рис. 1.4. Таблица основных типов аномального изменения современных движений земной поверхности в пределах зон разломов

На рис. 1.5 представлены примеры СД для различных регионов. Хорошо видно, что кривые совершенно идентичны по морфологии, т.е. у них совпадают ширина (горизонтальный масштаб всех графиков одинаков) и амплитуда.

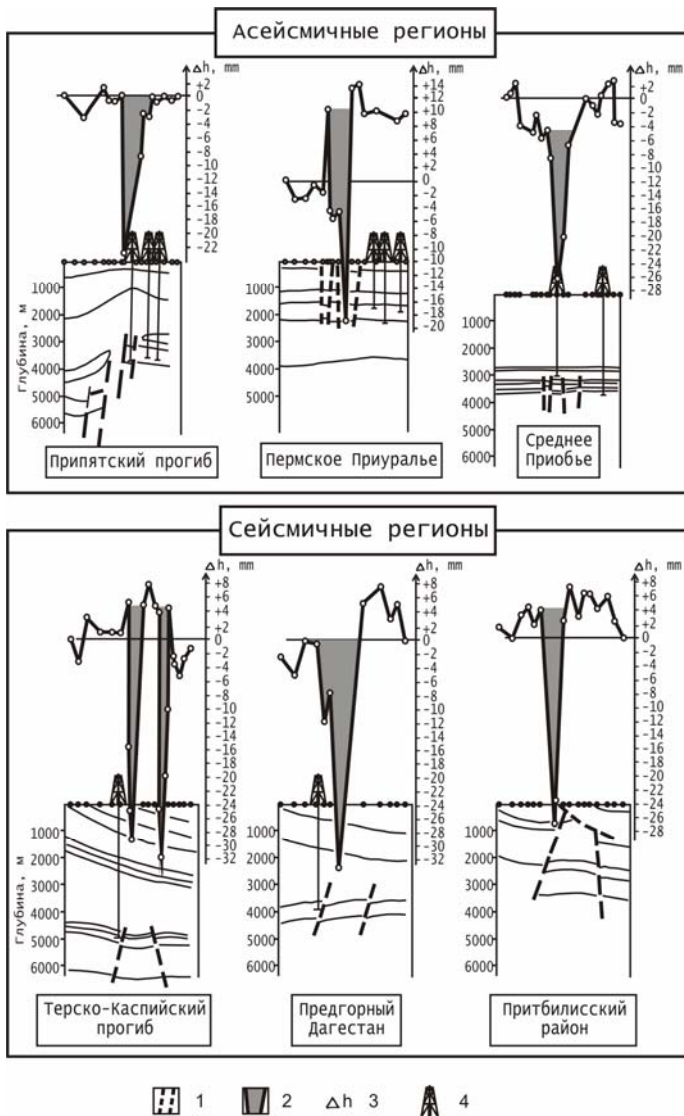


Рис. 1.5. Примеры локальных аномалий современных вертикальных движений земной поверхности типа γ для различных регионов

Условные обозначения: 1 — зоны разрывных нарушений; 2 — зоны аномальных вертикальных движений; 3 — амплитуды современных вертикальных движений земной поверхности; 4 — пробуренные скважины

Важно отметить, что на данном графике приведены амплитуды, а не скорости деформаций. Если же принять во внимание длительность между повторными наблюдениями, то окажется, что среднегодовая скорость СД-процессов для асейсмичных разломов будет выше, чем для сейсмоактивных.

Аналогичные аномалии типа γ были получены и в других регионах Земли. На рис. 1.6 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль одного из профилей (Ясудо — Иваки) регионального геодинамического полигона в районе Тохоку, которые получены в период 1897 — 1973 гг. [Kato, 1979]. Среднее расстояние между пунктами наблюдений колеблется от 2 до 5 км. Точность наблюдений составила (после уравнивания) величину порядка 0,16 мм/км. Средняя квадратическая погрешность повторных измерений достигала величин 0,4 — 0,8 мм/км, что соответствует критериям высокоточного нивелирования.

Как видно из рис. 1.6, в средней части профиля выделяются несколько ярко выраженных γ -аномалий с амплитудами до 50 — 70 мм, которые имеют пульсационный характер, так как повторяются в одном и том же месте в различные интервалы времени.

При этом характерно, что в окрестности профиля не происходило существенных сейсмических событий за весь период инструментальных наблюдений. Автор данной работы прямо утверждает, что за весь рассмотренный период этот нивелирный профиль пересекал разломные зоны, которые попадают в область «асейсмической полосы».

Примечательно, что выявленные интенсивные локальные просадки (γ -аномалии) признаны в работе [Kato, 1979] реально существующими, но вопросы их истолкования предполагается изучать в дальнейших исследованиях.

Однако приведенные в этой работе расчеты распределения предсейсмических и косейсмических смещений земной поверхности указывают на возможность объяснения выявленных аномальных деформаций воздействием на них процессов подготовки и реализации удаленных землетрясений.

На рис. 1.7 показаны результаты высокоточных, повторных нивелирований и топография земной поверхности вдоль профиля Saugas — Lebec (Южная Калифорния) длиной около 100 км, со средним расстоянием между реперами 1,5—2,0 км [Strange, 1981].

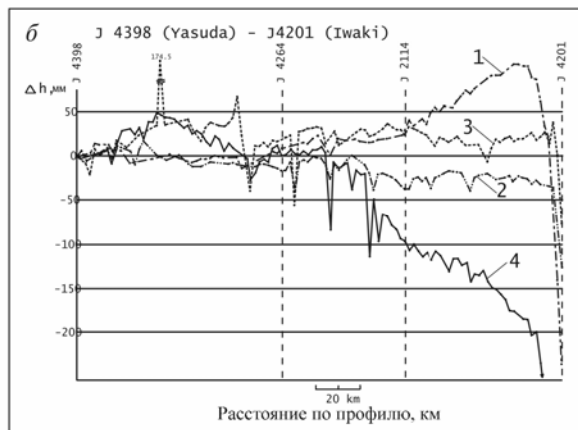
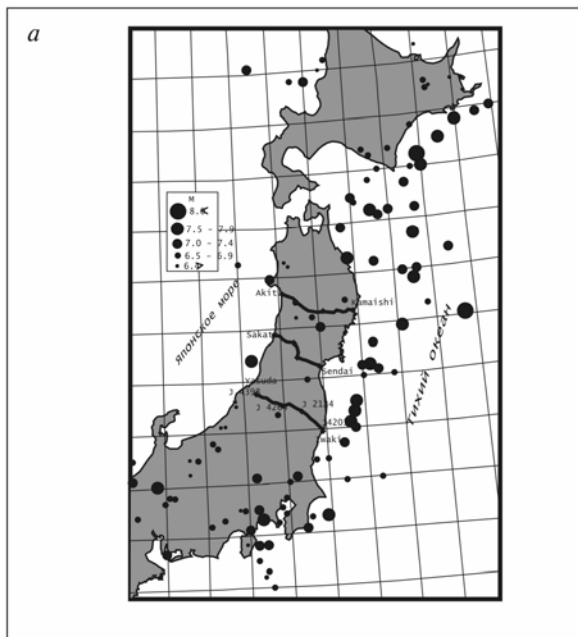


Рис. 1.6. Карта очагов землетрясений Японии после 1900 г. с магнитудами от 6,4 до 8,0 и более (*a*) и современные вертикальные движения земной поверхности вдоль профиля J 4398 (Yasuda) — J 4201 (Iwaki) в районе Tohoku [Kato, 1979] за периоды: 1 — 1939 — 1897 гг.; 2 — 1954 г., 1955 — 1939 гг.; 3 — 1967 — 1954 гг., 1955 г.; 4 — 1973 — 1967 гг. (*б*)

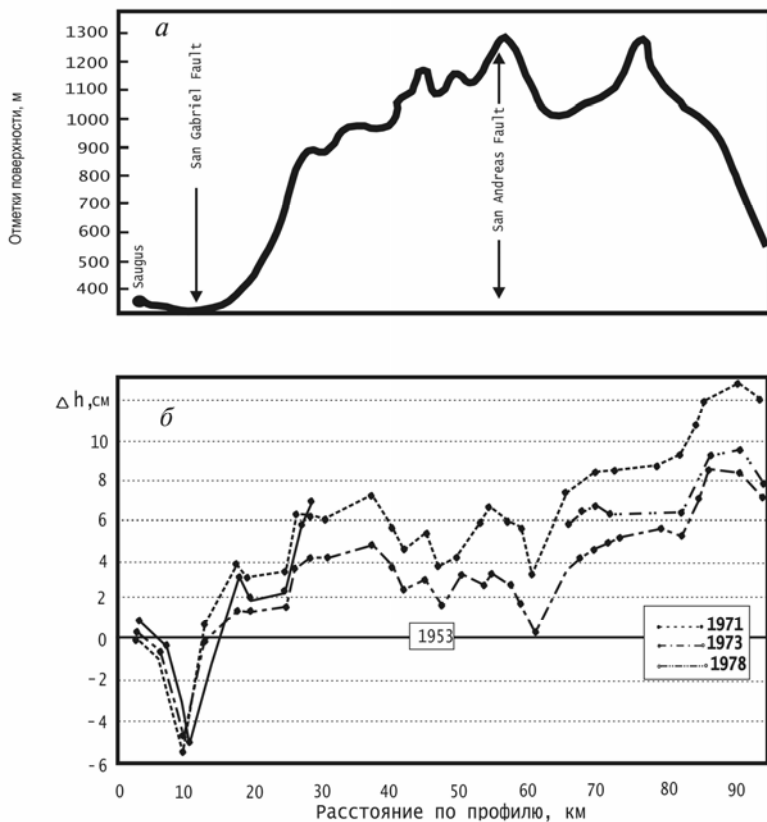


Рис.1.7. Проявление современных вертикальных движений земной поверхности на территории Южной Калифорнии (по данным [Strange, 1981]):
a — рельеф земной поверхности вдоль профиля Saugas — Lebec; *б* — результаты повторных нивелирований вдоль этого профиля за период 1971, 1973, 1978 гг. относительно 1953 г.

Как видно из графика вертикальных превышений, в окрестности разломов Сан-Габриэль и Сан-Андреас имеют место типичные γ -аномалии с амплитудами порядка 5—6 см. Характерно, что в зоне слабосейсмичного разлома Сан-Габриэль амплитуда аномальных деформаций в несколько раз выше, чем в зоне высокосейсмичного разлома Сан-Андреас.

Автор работы [Strange, 1981] связывает возникновение этих аномалий с процессами подготовки и реализации землетрясения в

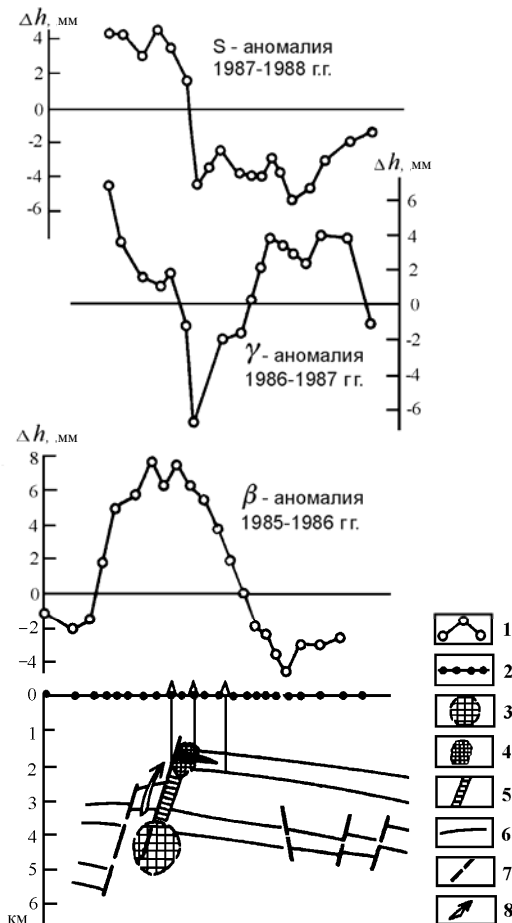
Сан-Фернандо с $M = 6,4$, которое произошло на расстоянии порядка 30 км от разлома Сан-Габриэль.

Важной особенностью СД-процессов является пульсационный характер их проявлений во времени. На рис. 1.8 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль одного из профилей длиной порядка 5 км (Припятская впадина). Видно, что в период с 1985 по 1987 гг. происходит периодическая активизация геодинамических процессов с преимущественной активизацией одних и тех же разломных зон в форме различных типов аномалий.

Имеются многочисленные примеры, когда происходит перемежаемость периодов активизации и покоя [Кузьмин, 1999]. Так, на рис. 1.9 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль

Рис. 1.8. Последовательность формирования основных типов деформационных аномалий в зоне разлома:

1 — кривые современных вертикальных движений; 2 — пункты нивелирных наблюдений; 3 — область параметрических деформаций, формирующих β -аномалии; 4 — область параметрических деформаций, формирующих γ -аномалии; 5 — область параметрических деформаций, формирующих S -аномалии; 6 — границы между стратиграфическими комплексами осадочного чехла; 7 — разломы по геолого-геофизическим данным; 8 — направление субвертикальной миграции параметрических деформаций во времени



нескольких локальных профилей (длиной порядка 5 км), расположенных в пределах северной части Припятской впадины. Как видно из графика, происходит периодическая активизация СД-процессов (гамма-аномалии) и перемежаемость периодов активности и покоя с преимущественной активизацией одних и тех же разломных зон.

Таким образом, локальные просадки земной поверхности (γ -аномалии) в зонах разломов являются довольно распространенным явлением, но только в том случае, когда измерения проводятся высокоточными геодезическими методами с повышенной пространственно-временной детальностью.

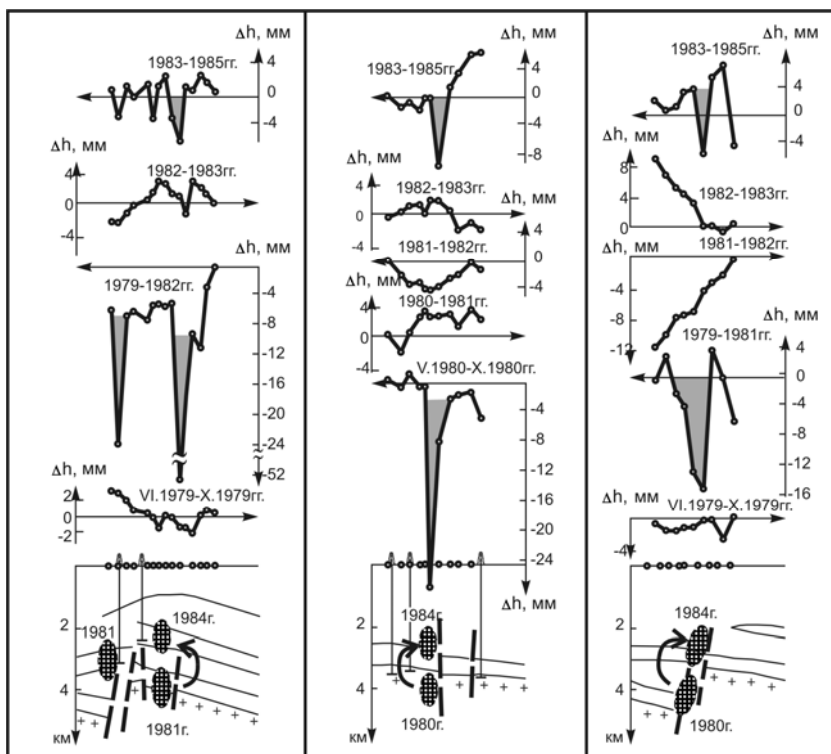


Рис. 1.9. Пульсирующий характер СД-процессов в зонах разломов

1.3. Взаимосвязь современных деформационных и сейсмических процессов

Последовательное рассмотрение пространственно-временной структуры современных деформационных процессов на региональном, зональном и локальном уровнях показывает, что наиболее экстремальной формой проявления современной аномальной геодинамики недр является локальное проседание земной поверхности в зонах разрывных нарушений. Эти аномальные движения (γ -аномалии), как отмечалось выше, имеют чрезвычайно высокие амплитуды смещений (до 5—7 см) и относительных деформаций (до $5 \cdot 10^{-5}$ — $7 \cdot 10^{-5}$).

Однако наиболее парадоксальным фактом, безусловно, явилось то, что аномальная деформационная активность разломных зон асейсмичных областей выше, чем сейсмоактивных. Причем это также относится и к зонам разломов, расположенным в сейсмоактивных регионах, но которые (разломы) либо не являются сейсмогенерирующими, либо находятся в данный момент в состоянии «сейсмического за-тишья».

Для более детального анализа этих фактов рассмотрим результаты специально поставленных многолетних исследований по изучению взаимосвязи между современными деформационными и сейсмическими процессами в пределах Предкопетдагского передового прогиба и южного склона Туранской плиты [Кузьмин, 1996; 1998; 1999].

На рис. 1.10, *а*, *б* представлен геодезический профиль, совмещенный с разрезом земной коры, который начинается на юге в горной части, затем пересекает прогиб и заканчивается на южном склоне платформы. В течение 10 лет на данном профиле проводились многократные (от 2 до 4 раз в год) высокоточные (по методике 1-го класса) нивелирования, которые позволили выявить суперинтенсивные деформации разломных зон в форме аномалий типа γ различной интенсивности.

Оказалось, что по мере удаления от гор к платформе интенсивность СД-процессов увеличивается от $3 \cdot 10^{-6}$ /год до $3 \cdot 10^{-5}$ /год. Сейсмичность, напротив, имеет максимальное проявление в горной части и исчезает практически полностью за Северо-Ашхабадским разломом.

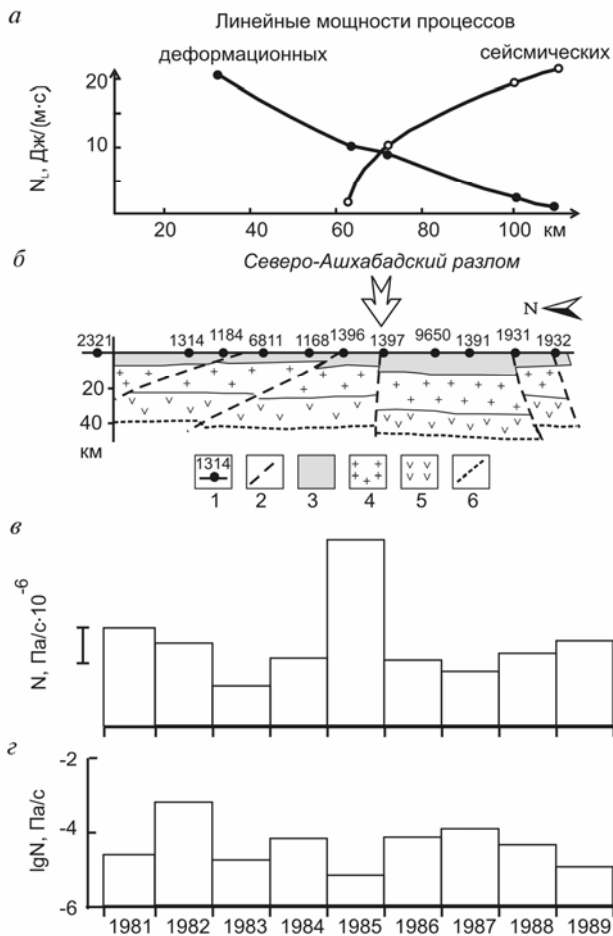


Рис. 1.10. Сопоставление энергетических характеристик современных деформационных и сейсмических процессов (*a*) по профилю Ашхабад — Бахардок (*б*), графики удельной объемной мощности деформационных (*в*) и сейсмических процессов

Условные обозначения: 1 — номера пунктов нивелирования в аномальных зонах; 2 — глубинные разломы; 3 — осадочный чехол; 4 — граниты; 5 — базальты; 6 — граница Мохоровичича

Для количественной оценки отмеченной взаимосвязи использовалась величина линейной мощности процессов N_L , которая вычисляется как отношение выделенной энергии процессов к выбранному ин-

тервалу времени (1 год) и фиксированной «ширине» профиля (50 км). Так, например, скорости деформации $3 \cdot 10^{-5}$ /год соответствует линейная мощность в 20 Дж/(м·с). Этой величине адекватна сейсмическая энергия в 10^{13} Дж. Из рис. 1.10, а следует, что в зоне Северо-Ашхабадского разлома уровни выделенной линейной мощности совпадают для обоих процессов. В зонах других разломов наблюдается попеременное превалирование одного параметра над другим.

Создается впечатление, что накопленный запас потенциальной энергии реализуется в зоне разлома в виде двух форм: «сейсмичности» и «СД». Причем существует общий для обеих форм реализации единый энергетический эквивалент.

Для проверки данного утверждения было проанализировано соотношение между деформационным и сейсмическим процессом в пределах одной разломной зоны — Северо-Ашхабадской (рис.1.10, в, г) в течение достаточно продолжительного интервала времени. Учитывая, что в данном случае имеет место изолированный объект, в качестве обобщенной характеристики процессов использовалась величина среднегодовой удельной объемной мощности N , измеряемая в Па/с.

Эта величина в случае деформационных процессов равна половине произведения величины регионального напряжения на скорость деформирования земной поверхности. Для сейсмичности N определяется как отношение выделившейся сейсмической энергии к интервалу времени и среднему объему сейсмического излучения. Как видно, и в этом случае происходит противофазное поведение сопоставляемых параметров.

Среднее значение годовой реализации удельной объемной мощности по обоим параметрам за весь период наблюдений составляет величину порядка 10^{-5} Па/с, что вновь соответствует полученной ранее оценке по профильным данным.

Аналогичные результаты были получены на локальном нивелирном профиле длиной 2,6 км. Расположен он в пределах Камчатского сейсмоактивного региона, где были проведены прецизионные, многократные (1—2 повторения в неделю в течение почти трех лет) и детальные (расстояние между пунктами наблюдений 80—100 м) нивелирные наблюдения [Churikov, Kuzmin, 1998; Kuzmin, Churikov, 1999].

На рис. 1.11 представлены результаты сопоставления выделенной сейсмической энергии со значениями среднемесячных скоростей вертикальных смещений земной поверхности (распределение нивелирных станций вдоль профиля показано ниже — на рис.2.4).

Необходимо отметить, что в данном случае учитывалось то обстоятельство, что при сопоставлении параметров сейсмического режима с данными относительных (в пространстве) измерений возникает проблема совмещения информации на временных графиках.

Дело в том, что наиболее часто используемые параметры сейсмического режима (энергетика и количество сейсмических событий) занимают, по определению, положительную часть оси ординат. Кривые же вертикальных и горизонтальных смещений, деформаций и наклонов могут принимать как положительные, так и отрицательные значения. В связи с этим для сопоставления с временным ходом энергии сейсмических процессов использовались среднемесячные значения скорости деформаций, взятые по абсолютной величине. В эту процедуру вкладывался и определенный физический смысл.

Суть в том, что при поднятиях и опусканиях земной поверхности (при сжатиях и растяжениях, при наклонах на север и юг и т.д.) в равной мере происходит реализация накопленной потенциальной энергии в виде деформаций любого знака.

Сопоставление скоростей деформаций для станций, расположенных в зонах разрывных нарушений, и для станций, находящихся вне разрывных нарушений с сейсмическим режимом, показывает (см. рис.1.11):

- для станций (секций), расположенных в зонах разрывных нарушений (см. рис.1.11, *а*, *б*), характерно противофазное поведение сопоставляемых параметров. Увеличению скорости деформаций соответствуют минимумы (или сейсмические затишья) сейсмической активности и наоборот;
- имеет место синфазное поведение параметров в период с ноября 1991 г. по май 1992 г., которые отождествляются с предвестником землетрясения, произошедшего 2 марта 1992 г. с $M = 7,1$ на расстоянии 100 км от нивелирного профиля на глубине 20 км. Амплитуда предвестниковой аномалии достигает от 5—6 до 10—13 см на различных участках профиля;

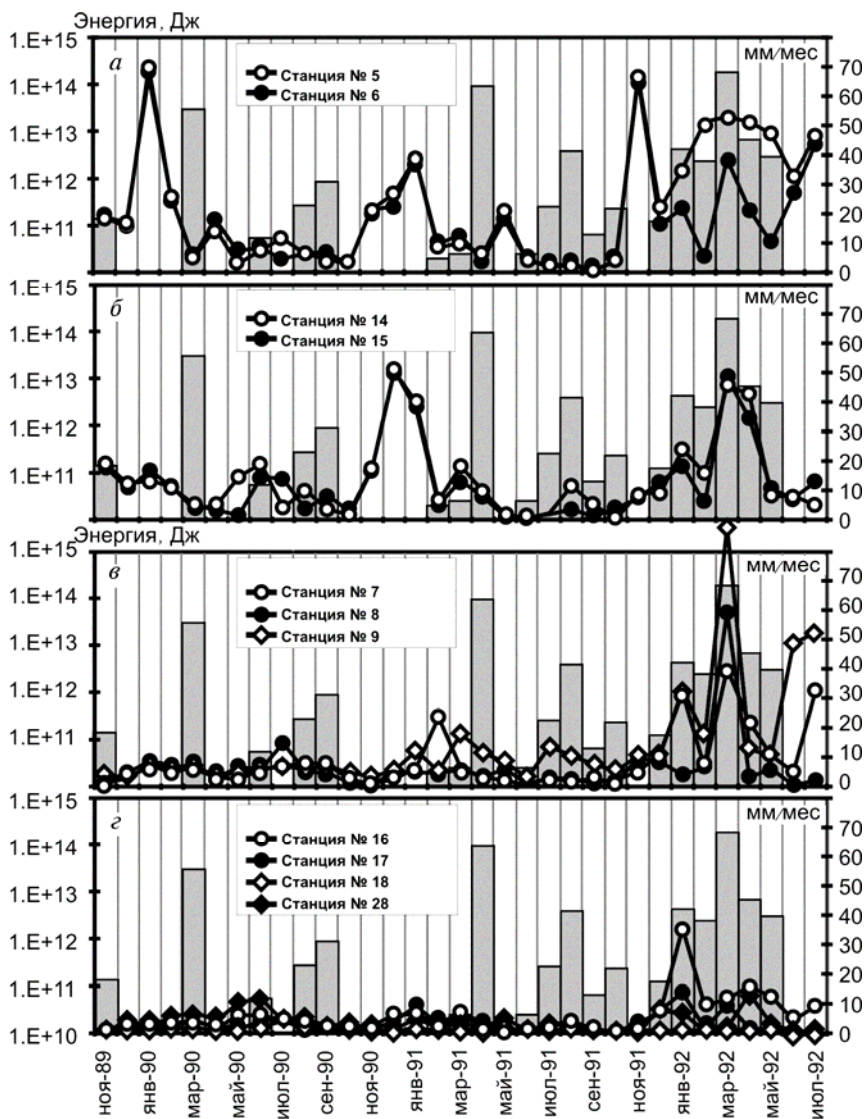


Рис. 1.11. Сопоставление выделившейся сейсмической энергии и скорости вертикальных смещений, осредненных по месяцам (обозначения приведены в тексте)

- в пределах слабовыраженных аномалий и на стабильных участках профиля (см. рис.1.11, в, з) отмечается только одна аномальная ситуация, которая приурочена к землетрясению 2 марта 1992 г. и имеет амплитуду от 2—3 до 10—12 мм.

Таким образом, складывается впечатление, что в период снижения сейсмической активности в регионе начинают активизироваться деформационные процессы в зонах разрывных нарушений и наоборот. А в период подготовки сильнейшего, за период наблюдений, сейсмического события в регионе сопоставляемые параметры меняются одновременно [Кузьмин, 1996].

При этом примечательно, что амплитуда предвестника претерпевает изменение на два порядка в зависимости от местоположения на профиле. Очевидно, что зоны разломов кардинально меняют предвестниковую ситуацию, усиливая эффект аномальных деформаций на несколько порядков [Кузьмин, 1999; Churikov, Kuzmin, 1998; Kuzmin, Churikov, 1999].

В связи с этим есть достаточно оснований полагать, что наличие более мощных деформационных процессов в зонах платформенных, асейсмичных разломов обусловлено отсутствием там диссипирующего (рассеивающего) сейсмического фактора, который в сейсмоактивных разломах осуществляет «переток» части общего энергетического эквивалента в форму сейсмичности, уменьшая тем самым ту часть потенциальной энергии, которая реализуется в форме СД.

Данное утверждение допускает естественное физическое толкование, если учесть, что общая потенциальная энергия деформируемой среды U состоит из энергии чисто объемной деформации U_v и чисто сдвиговой U_s :

$$U = U_v + U_s. \quad (1.5)$$

Так как сейсмический процесс происходит путем реализации существенно сдвиговых деформаций, то в сейсмоактивных разломах $U_s > U_v$. В асейсмичных разломных зонах накопленный запас потенциальной энергии реализуется в основном за счет γ - и β -аномалий, которые являются отражением локальных объемных деформаций, и в этом случае $U_s > U_v$. Прямым экспериментальным подтверждением этих соображений является крайне малое число

зарегистрированных *S*-аномалий (особенно в платформенных, асейсмичных регионах), которые формируются путем локальных сдвиговых подвижек по разлому.

Таким образом, наблюдаемые «перетоки» одной формы реализации накопленной потенциальной энергии (*СД-процессы*) в другую (*сейсмичность*) представляют собой поочередную или преимущественную реализацию объемной или сдвиговой составляющей общего потенциального энергетического запаса среды в зонах активных разломов.

Эффект резкого усиления деформационной активности в зонах *асейсмичных разломов*, под которыми автор [Кузьмин, 2002эл] понимает такие разломные зоны, *которые либо не являются сейсмогенерирующими в принципе (расположены в асейсмичных регионах), либо находятся в состоянии сейсмического затишья*, можно определить как новое геодинамическое явление.

Действительно, согласно общепринятым представлениям явление есть новый эмпирический результат, который многократно воспроизведен и имеет нетривиальное и последовательное истолкование [Кун, 1975].

Как показывает анализ обширного массива эмпирических данных, явление СД отмечается повсеместно, в различных регионах и различными исследователями. Поскольку любые новые, неожиданные эмпирические факты становятся явлением только тогда, когда разработан соответствующий механизм, адекватно объясняющий их возникновение, ниже предлагается авторская [Кузьмин, 1989; 1990; 1996; 1999; 2002эл] трактовка механизма формирования СД-процессов.

Глава 2

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

2.1. ПРИРОДА СОВРЕМЕННЫХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

2.2. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ
МОДЕЛИРОВАНИЕ
ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ
В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

2.3. СОВРЕМЕННАЯ
АНОМАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА НЕДР,
ИНДУЦИРОВАННАЯ РАЗРАБОТКОЙ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

2.4. СОВРЕМЕННЫЙ АКТИВНЫЙ
(ОПАСНЫЙ) РАЗЛОМ
И НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ
О ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ РИСКЕ

2.1. Природа современных геодинамических процессов в зонах разломов

Для детального анализа и установления природы явления резкого усиления деформационных процессов в зонах разломов следует использовать феноменологический подход, поскольку именно этот подход используется в тех областях естествознания, когда объект наблюдения (в данном случае зона разлома) не доступен прямому наблюдению (измерению) в полном объеме.

С точки зрения феноменологического подхода необходимо выделить объект наблюдения как некоторую систему, которая выходит из состояния равновесия под влиянием различного вида воздействий.

Здесь используется именно термин «воздействие», как это принято в теории динамических систем [Могилевский, 1999]. В рамках этих представлений воздействие может быть как силовым, так и полевым.

Применительно к современной геодинамике результат силового воздействия, к примеру, — это аномальные деформации земной поверхности, возникающие из-за флуктуаций атмосферного давления (барические деформации), а полевого — это, например, тепловые деформации, которые возникают из-за воздействия температурного поля на земную поверхность.

Как уже отмечалось, современное геодинамическое состояние недр обусловлено совокупностью природных и техногенных воздействий. В свою очередь природные воздействия подразделяются по отношению к приповерхностному слою на эндогенные (внутренние) и экзогенные (внешние). Техногенные воздействия на недра распределены в достаточно узком слое среды, поэтому проводить их разделение на внутренние и внешние не представляется целесообразным.

По масштабам проявления любые воздействия бывают глобальными, региональными, зональными и локальными.

На рис. 2.1 представлена принципиальная схема формирования современного геодинамического состояния недр. Естественно, что каждый из видов воздействий имеет свою специфику и уровень интенсивности. Ниже будут рассмотрены основные характеристики каждого из видов воздействий на недра в отдельности.

Эндогенные воздействия

Эндогенные природные воздействия подразделяются по механизмам формирования на эволюционные, пульсационные и знакопеременные [Кузьмин, 1999; Сидоров, Кузьмин, 1989].

Эволюционные эндогенные воздействия — это процессы, протекающие с постоянной скоростью и направленностью. К ним относятся процессы выделения ядра из мантии, тепловая конвекция, изостазия и т.п.

Пульсационные эндогенные воздействия — это процессы, которые протекают с переменной скоростью, но постоянной направленностью. Это, например, горизонтальное перетекание вещества верхней мантии под корой с прерывистой скоростью, поднятие подошвы астеносферы с переменной скоростью и т.п.

Знакопеременные эндогенные воздействия — это процессы, характеризующиеся как переменной скоростью, так и переменной направленностью. Среди них — химико-плотностная конвекция, тепловая конвекция в мантии с частичным плавлением астеносферного слоя, волны напряжений в верхних слоях астеносферы и т.п.

Длительность протекания этих процессов составляет интервал от 10^9 до 10^2 лет. При этом установлена четкая закономерность — уменьшение пространственно-временного масштаба процессов ведет к уменьшению глубины, размеров и длительности воздействия

источника аномальных геодвижений и наоборот.

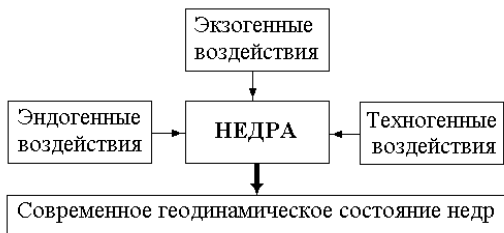


Рис. 2.1. Схема формирования современного геодинамического состояния недр

Отдельно следует упомянуть земноприливные лунно-солнечные деформации, которые имеют длительность от нескольких часов до нескольких недель и весьма малые амплитуды деформаций — 10^{-8} — 10^{-9} . Эти воздействия можно в равной степени отнести как к экзогенным, так и к эндогенным воздействиям. Они являются экзогенными по местоположению источника воздействия (Луна и Солнце) и эндогенными по механизму проявления.

Экзогенные воздействия

Экзогенные природные воздействия являются значительно более быстро протекающими процессами. Они также бывают эволюционными, пульсационными и знакопеременными и подразделяются по своей природе на две группы: экзогенные геологические воздействия и экзогенные метеорологические воздействия.

Экзогенные геологические воздействия — это процессы, обусловленные в основном деятельностью поверхностных и подземных вод. К ним относятся овражно-балочные явления, заболачивание, сели, карсты, оползни, суффозионные и оползневые процессы и т.п. Длительность протекания этих процессов составляет месяцы и годы. Они имеют в основном эволюционную и пульсационную направленность. Глубина залегания этих воздействий не превосходит, как правило, нескольких десятков метров.

Экзогенные метеорологические воздействия — это деформационные процессы, обусловленные выпадением атмосферных осадков, изменением атмосферного давления и температуры.

Деформации земной поверхности, возникающие под воздействием выпадения атмосферных осадков, имеют регулярный (сезонный) и нерегулярный характер. Уровень деформаций, обусловленный этим метеорологическим фактором, незначителен и достигает величин порядка 10^{-8} — 10^{-9} [Курбанов, Изюмов, Кузьмин, 1984].

Гораздо более интенсивное воздействие на недра оказывают вариации атмосферного давления и температуры, которые обуславливают существование соответственно барических и температурных (термических) деформаций. Эти процессы имеют периодический (годовые и суточные колебания) и непериодический (циклоническая активность) характер.

Известно, что вариации атмосферного давления и температуры являются взаимосвязанными параметрами. Поэтому зачастую при анализе наблюдений трудно определить решающий вклад того или иного фактора в формирование метеорологической деформации. Для этого необходимо проведение численных оценок в рамках выбранного механизма взаимосвязи.

Колебания атмосферного давления и температуры составляют соответственно десятки мбар (единицы кПа) и десятки градусов Цельсия (Кельвина). Однако деформационные отклики земной поверхности на воздействие изменения температуры на $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (10 K) и изменения давления на 10 мбар (1 кПа) являются существенно различными.

В работе [Кузьмин, 1982] доказана следующая теорема.

Теорема. Температурные деформации земной поверхности всегда превосходят барические на 2—3 порядка.

Доказательство. Пусть имеются температурные — $\varepsilon_T = \alpha \cdot \delta T$ и барические — $\varepsilon_P = \delta P / E$ деформации земной поверхности, где E — модуль упругости Юнга приповерхностного слоя; α — коэффициент температурного расширения верхних слоев Земли; δP — вариация атмосферного давления; δT — изменения температуры.

Тогда отношение температурных и барических деформаций будет иметь следующий вид:

$$\varepsilon_T / \varepsilon_P = \alpha E \delta T / (\delta P). \quad (2.1)$$

Если использовать внесистемные единицы и выразить E и δP в барах и, учитывая, что для приповерхностных условий $E = 10^5$ бар, а $\alpha = 10^{-5} 1/1\text{ }^{\circ}\text{C}$, то произведение $\alpha \cdot E$ всегда будет близко к единице и тогда из уравнения (2.1) автоматически следует справедливость сформулированной теоремы, т.к. температура изменяется в градусах, а атмосферное давление — в миллибарах.

Как показывают оценки [Кузьмин, 1982; 1990; Сидоров, Кузьмин, 1989], проведенные с учетом неоднородного распределения термоупругих свойств среды, суточные и годовые (сезонные) температурные деформации земной поверхности достигают величин порядка 10^{-5} .

Техногенные воздействия на недра подразделяются на физико-механические, химические и биологические. Техногенные воздействия *физико-механической природы* имеют прямое отношение к проблемам современной геодинамики, а *химические* и *биологические* — косвенное, так как они в основном связаны с проблемами загрязнения окружающей среды.

К *физико-механическим* техногенным воздействиям относятся: наземное и подземное строительство, разработка месторождений полезных ископаемых, эксплуатация водоносных горизонтов и т.п., что приводит к изменению современного геодинамического (напряженно-деформированного) состояния недр.

Ниже будут приведены результаты детальных исследований геодинамической реакции недр на техногенное воздействие, обусловленное процессами разработки месторождений нефти и газа.

В целом следует отметить, что эндогенные, экзогенные и техногенные воздействия не могут напрямую являться причиной современных суперинтенсивных деформаций земной поверхности в зонах разломов.

Эндогенные воздействия глобального и регионального масштабов имеют слишком длительные (по времени) и обширные (по пространству) воздействия для того, чтобы объяснить локальные и знакопеременные деформации. Зональные и локальные эндогенные процессы (сейсмическая активность) не могут являться причиной возникновения СД в асейсмичных регионах.

Экзогенные геологические воздействия имеют в основном эволюционный характер и не объясняют знакопеременный характер СД-процессов. Кроме того, последние отмечались и в тех местах, где отсутствуют активные проявления поверхностных вод, а следовательно, и экзогенные процессы. Некоторые экзогенные метеорологические воздействия (температурные деформации) соотносятся по уровню и длительности с СД-процессами, но они, как правило, имеют строго периодический (годовой и суточный) характер и учитываются соответствующими метеорологическими процедурами обработки данных.

Техногенные воздействия могут быть причиной возникновения аномальных деформаций земной поверхности, но только в мес-

тах интенсивного недропользования и не обязательно в зонах разломов.

Полученный же экспериментальный материал, несомненно, указывает на локальную пространственно-временную нестабильность (неустойчивость) процессов деформирования, имеющих место в пределах собственно разломных зон.

В связи с этим в основу объяснения СД-явлений должен быть положен такой механизм, который единым образом описывает как локальную неустойчивость и нестационарность процессов, их высокие амплитуды, так и повсеместность их проявления в регионах с различными сеймотектоническими и геодинамическими режимами.

Если ограниченную в пространстве область выделить в качестве объекта наблюдения и оградить от воздействия окружающей среды, то по истечении некоторого промежутка времени внутри выделенной области (каковы бы ни были свойства заполняющей ее материи) прекратятся все наблюдаемые явления. Наступит состояние общего покоя. Такое состояние, однажды наступив, сохраняется сколь угодно долго и не может быть нарушено, пока система ограждена от воздействий окружающего мира.

Очевидно, что любая изолированная система находится в стационарном состоянии до тех пор, пока существует изоляция. Есть только единственная возможность вывести изолированную систему из стационарного состояния (состояния равновесия) — снять изоляцию.

В данном случае объектом наблюдения является участок земной поверхности, расположенный в пределах разломной зоны и находящийся под влиянием совокупности экзогенных и эндогенных воздействий природного и/или техногенного генезиса.

Учитывая, что разломные зоны, как области повышенной трещиноватости, являются зонами несомненного «нарушения изоляции» между объектом наблюдения и окружающего мира (окружающей среды), то именно эти зоны обеспечивают режим наибольшего благоприятствования для экзогенных и эндогенных воздействий при выводе системы из состояния равновесия.

Согласно традиционным представлениям динамика разломов обусловлена силовым воздействием меняющегося во времени регионального поля тектонических напряжений (эндогенное воздей-

стве), которое приводит к сдвиговым перемещениям смежных объемов (блоков) среды, локализованных в пределах собственно разломных зон. В этом случае уровень приложенной нагрузки должен быть соизмерим (адекватен) с уровнем деформационного отклика.

Однако многочисленные эмпирические данные входят в существенное противоречие с представлениями о степени адекватности приложенных воздействий и деформационных откликов среды.

Ниже приведены примеры, когда малые эндогенные и экзогенные воздействия приводят к аномально высоким (неадекватным) деформационным откликам среды.

На рис. 2.2 приведены результаты многолетних деформационных наблюдений в зоне Передового разлома Копетдага, который в период 1982—1990 гг. находился в состоянии явного сейсмического затишья, поскольку имела место только слабая сейсмичность ($K = 7 \div 8$); поэтому его следует отнести к слабосейсмичному.

На этом рисунке приведены также данные высокоточных прецизионных нивелирных наблюдений, которые проводились с повышенной пространственно-временной детальностью (расстояние между реперами 250—300 м, частота опроса — 1 раз в месяц). Этот профиль общей протяженностью 14 км пересекает разломную зону, которая выявлена по целому комплексу геолого-геофизических и гидрогеологических параметров [Кузьмин, 1996; 1998; 1999].

Для детального анализа современной геодинамики данной разломной зоны результаты нивелирования сопоставлялись с данными непрерывных наклономерных наблюдений, которые осуществлялись в специально оборудованном наклономерном шурфе глубиной 25 м, в котором расположены две наклономерные станции системы А.Е. Островского, имеющие чувствительность на уровне одной угловой миллисекунды [Курбанов, Кузьмин, 1982]. С целью дифференциации пространственной картины вертикальных движений земной поверхности нивелирные данные представлены на графике в виде двух участков («бортового» и «приразломного») единого профиля.

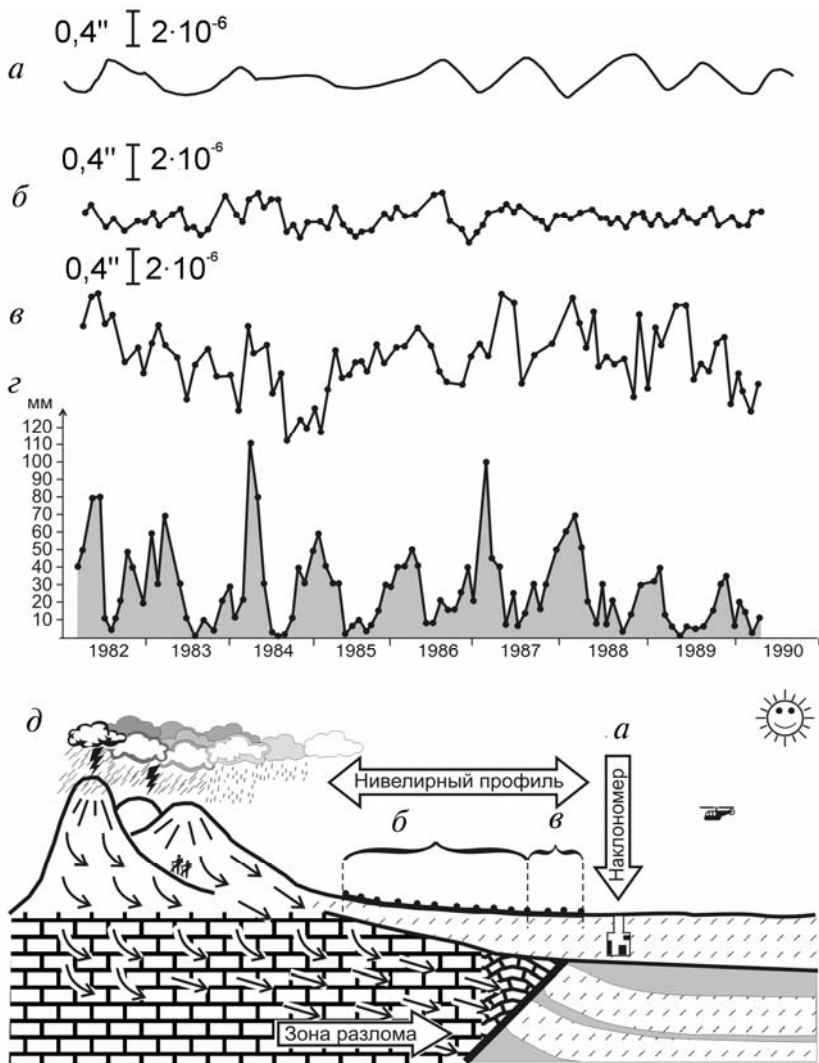


Рис. 2.2. Временной ход наклонов земной поверхности и выпадения атмосферных осадков:

a — наклономерные данные; *б* — результаты нивелирования в пределах блока; *в* — результаты нивелирования в пределах зоны разлома; *г* — график выпадения осадков на метеостанции «Гадан»; *д* — расположение измерительных систем на профиле

Учитывая, что бортовой участок имеет длину 5 км, а приразломный — 0,8 км, то данные превышений вертикальных отметок реперов переведены в угловую меру (путем деления на длину участков) и рассмотрены в режиме двух, расположенных друг за другом, длиннобазисных наклономеров. Это позволило провести сопоставление с маятниковыми наклономерными данными в едином масштабе.

Таким образом, проведено сопоставление трех наклономеров, два из которых расположены в бортовых зонах (см. рис. 2.2, *а, б*), а один — непосредственно в окрестности разломной зоны (см. рис. 2.2, *в*).

Как видно из рис. 2.2, результаты нивелирных и наклономерных наблюдений, полученные в бортовой части разломной зоны, хорошо согласуются между собой. Их трендовые вариации незначительны и за неполные девять лет меняются в пределах $0,2 \pm 0,3$ угловых секунд (порядка 10^{-7} /год). На фоне практического отсутствия тренда отчетливо прослеживаются сезонные (температурные) наклоны земной поверхности.

Иными словами, в рассматриваемый промежуток времени (около 10 лет) не происходили существенные изменения регионального поля напряжений во времени, т.е. активизация во времени регионального эндогенного воздействия была минимальна.

В то же время, как следует из рис. 2.2, *в*, характер деформирования земной поверхности в приразломной зоне имеет принципиальное отличие. Видно, что временной ход кривой имеет явно выраженный неоднородный характер. Амплитуды аномальных изменений достигают величин 1,5—2,0 угловых секунд (порядка 10^{-5}), их временная структура содержит колебания с периодами от 3—4 до 2—2,5 лет.

Очевидно, что имеет место «собственная», локальная динамика разломной зоны со своей временной структурой и аномально высоким уровнем деформаций.

Однако самое примечательное состоит в том, что временная структура деформационного процесса в зоне разлома сильно коррелирует с ходом выпадения атмосферных осадков (рис. 2.2, *г*), который построен по данным метеостанции «Гадан», расположенной в горах, на расстоянии 40 км к югу от зоны разлома.

Очевидно, что прямое деформационное воздействие выпадения осадков на земную поверхность не может обеспечить наблюдаемый уровень деформационных аномалий, как минимум, по двум причинам:

- во-первых, столь малое количество выпавших осадков (70—100 мм в год) не может вызвать деформацию на уровне двух угловых секунд. Как показывают оценки, аномальные деформации, обусловленные таким уровнем атмосферных осадков, создают наклоны деформации в 0,01—0,05 угловых секунд ($5 \cdot 10^{-8}$ — $2,5 \cdot 10^{-7}$);
- во-вторых, если бы атмосферные осадки вызывали столь значительные деформации земной поверхности, то они бы обязательно отразились на данных «бортового» нивелирного участка (см. рис. 2.2, б), которые получены на едином нивелирном профиле в рамках единой методики измерений.

Анализ гидрогеологической обстановки показал, что областью питания приразломных, глубинных вод являются осадки, выпадающие в горах, где и расположена метеостанция. В этом случае периодическое увеличение и уменьшение уровня выпавших осадков в горах, которые инфильтруются в зону разлома, может менять величину порового давления приразломного флюида, что приводит к адекватным деформациям разломной зоны.

Однако, как показывают оценки, амплитуды изменений порового давления явно малы и составляют величины не более 0,001 МПа (0,01 бара или почти 0,01 атмосферы). Эти нагрузки способны вызвать деформационный отклик не более чем 10^{-7} , в то время как наблюдения зафиксировали деформации на два порядка больше (10^{-5} и более) [Кузьмин, 1999]. То есть имеет место возбуждение СД-процессов крайне малыми по величине воздействиями.

Другой пример неадекватно большого деформационного отклика на малые воздействия представлен на рис. 2.3, где показаны временные изменения вертикальных движений земной поверхности по различным станциям (секциям) нивелирного профиля, который был описан выше в связи с анализом соотношений деформационных и сейсмических процессов в Камчатском сейсмоактивном регионе.

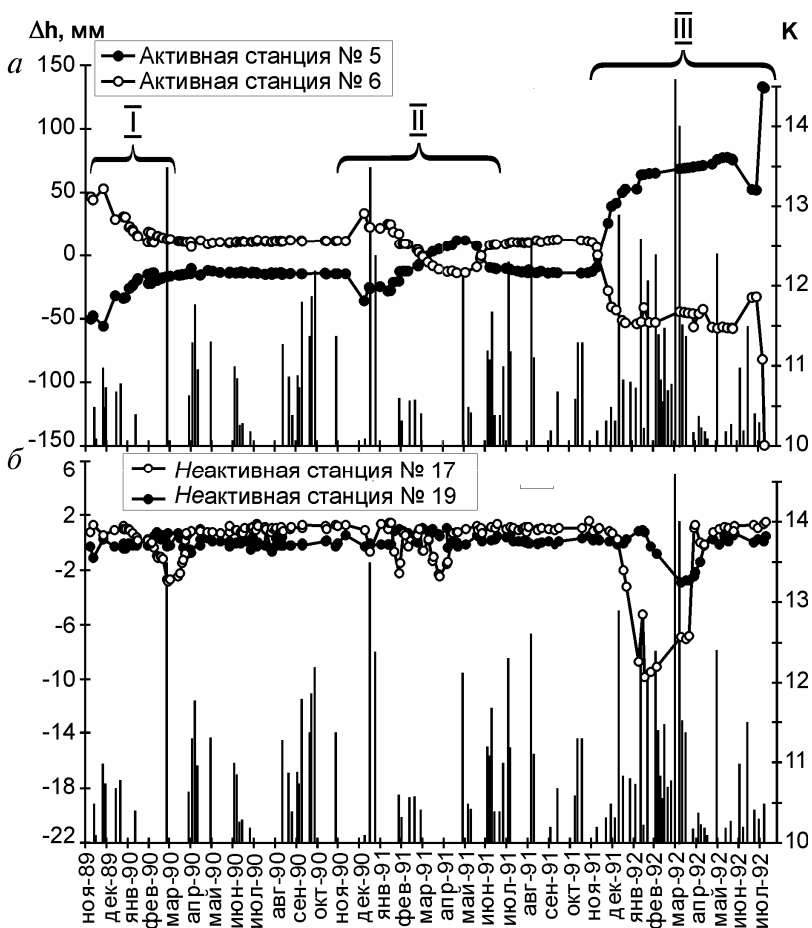


Рис. 2.3. Изменение превышений на нивелирных станциях. На горизонтальной оси показано время измерений, левая вертикальная ось соответствует изменению превышения в миллиметрах, правая ось показывает классы произошедших землетрясений

Из графика следует, что имеет место резкое различие между характером временного хода и амплитудами аномальных деформаций для станций № 5 и 6 (см. рис. 2.3, а) и станций № 12 и 17 (см. рис. 2.3, б). Фигурными скобками и римскими цифрами на графике обозначены аномальные периоды деформационной активности.

Противофазное поведение 5-й и 6-й станций свидетельствует о локальных проседаниях земной поверхности. Отсюда следует, что на станциях № 5 и 6, расположенных в зоне разлома (активные станции), отмечены аномальные смещения на уровне 10 см, а на станциях № 12 и 17 (неактивные станции), которые находятся в бортовой части (вне разломной зоны), смещения достигают величин на 1,5—2 порядка меньше.

Особенно характерен аномальный период *III*, предварявший Камчатское землетрясение 2 марта 1992 г. [Кузьмин, 1999; Kuzmin, Churikov, 1999], который был уверенно зафиксирован всеми станциями.

Примечательно, что, как и в случае с Передовым разломом Копетдага, временной ход деформационного процесса в пределах приразломных пунктов имеет более сложную временную структуру.

Эти аномальные деформационные процессы были отмечены в трех местах на профиле (рис. 2.4). Видно, что разломная зона представлена тремя аномальными проседаниями типа γ . Характерным для всех трех аномалий является ярко выраженный пульсационный характер просадок. Периоды интенсивного опускания перемежаются с периодами относительного покоя, затем процесс проседания возобновляется.

В отдельные промежутки времени наблюдаются периоды незначительных (меньших на порядок) инверсионных движений. Амплитуды локальных максимумов в этот период незначительно уменьшаются. Однако в целом имеет место устойчивая тенденция к пульсационному, последовательному проседанию локальных участков земной поверхности. Ширина аномалии колеблется от 200 до 500 м, а их амплитуда достигает 10—12 см, длительность пульсационных процессов заключена в интервале от нескольких недель до нескольких месяцев.

Важно заметить, что в течение всего периода формирования деформационных аномалий данная разломная зона и ее ближайшие окрестности были практически асейсмичны.

Принципиальным является тот факт, что процесс подготовки Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г. с $M = 7,1$, которое произошло на расстоянии 100 км от нивелирного профиля, проявился в разломной зоне с амплитудой на 1,5—2 порядка интенсивнее, чем в бортовой части. Примечательно, что воздействие от процесса



Рис. 2.4. Вертикальные смещения поверхности на нивелирном профиле относительно первого репера

подготовки землетрясения, которое, затухая, достигает в окрестности нивелирного профиля уровня деформации порядка 10^{-6} , в зоне разлома отмечается деформацией около 10^{-4} [Кузьмин, 1999; 2002].

Из теории колебаний хорошо известно, что любую систему вывести из состояния равновесия (возбудить систему) можно двояким образом: либо посредством внешнего силового воздействия на систему в целом, либо путем возмущений внутренних параметров системы, предварительно нагруженной извне [Хайкин, 1971].

Такой тип вывода системы из состояния равновесия назван в физике параметрическим возбуждением. Наиболее часто приводимый пример параметрического возбуждения процессов — это человек, который, приседая и вставая на качелях, может раскачать сам себя, без вмешательства внешней, вынуждающей силы. В этом случае предварительно нагруженная система-маятник «человек — качели» изменяет свой параметр (длину маятника, как расстояние от точки подвеса до центра тяжести), что приводит к выводу ее из состояния равновесия. Принципиально важно, что возбуждающие силы действуют не в направлении совершающихся колебаний, а в перпендикулярном направлении.

Таким образом, очевидно, что эти силы не могут непосредственно совершать работу над колебательной системой. Работа совершается силой веса человека и вкладывается в систему посредством изменения ее параметра.

Возвращаясь к проблемам современной геодинамики разломов, можно утверждать, что СД-процессы, обусловленные флуктуациями внутренних параметров среды в обстановке региональных квазистатических полей напряжений, есть ярко выраженный пример параметрического возбуждения.

Энергетика возникновения этих процессов представляется следующим образом. Существующие в геологической среде длительное время региональные, квазистатические силы (напряжения) тектонического и гравитационного генезиса производят работу на локальных перемещениях (деформациях), которые вызваны изменениями во времени жесткостных характеристик в локализованных фрагментах разломов, обусловленными малыми, индуцированными воздействиями на внутренние параметры среды разломных зон. Именно поэтому эти деформации были названы *параметрическими* [Кузьмин, 1986; 1990; 1998эл; 1999; 2002а; 2002эл].

В рамках этих представлений становится очевидным происхождение аномальных деформаций в зоне Передового разлома Копетдага под воздействием атмосферных осадков. Периодическое изменение эффективной жесткости флюидонасыщенной разломной зоны, за счет вариаций порового давления в такт выпадающим осадкам, приводит к тому, что постоянно нагруженная тектоническими и гравитационными усилиями разломная зона начинает деформироваться периодическим образом.

Аналогичным образом возникли СД-аномалии и в разломной зоне на Камчатке, когда процесс подготовки землетрясения привел к уменьшению жесткостных характеристик флюидонасыщенной трещиноватой среды, изначально тектонически и гравитационно нагруженной разломной зоны, что привело к локальным проседаниям земной поверхности.

Тот факт, что в рассмотренных примерах суперинтенсивные деформации вызываются малыми воздействиями, позволяет отнести эти процессы к разряду индуцированных.

Следует особо остановиться на термине «индуцирование». А.В. Николаев [Николаев, 1994] при рассмотрении эффектов наве-

денной сейсмичности использует понятие «индуцированный» как «вызванный» (от английского *to induce* — вызывать, принуждать).

Однако авторы данной работы обращают внимание на то, что происхождением термина «индуцированный» мы обязаны Ф. Бэкону и М. Фарадею, которые ввели термин «индукция» (от английского *the induction* — *наведение*) и который описывает процессы выведения из равновесия физических систем малыми, подчас «не очевидными» воздействиями.

Естественно, что можно для описания индуцированных процессов использовать и русское значение данного термина. Однако, отдавая дань существующей в физике традиционной терминологии, авторы предпочитают сохранить ее и в геофизике. В противном случае пришлось бы говорить не о законе электромагнитной индукции, а о законе электромагнитного наведения, или о наведенном излучении, наведенных переходах и т.д.

В этом смысле ***современные суперинтенсивные деформации (СД) разломных зон — это параметрически индуцированные тектонические деформации геологической среды*** [Кузьмин, 1996; 1999; 2002а; 2002эл].

Из вышеизложенного следует, что существуют два варианта формирования локальных деформационных аномалий в зонах разломов (рис. 2.5):

- вариант I — зона разлома представляет собой ослабленный участок среды, вдоль которого происходят дифференцированные движения блоков, напрямую обусловленные вариациями во времени поля напряжений;
- в варианте II реализуется механизм параметрического возбуждения (индуцирования) аномальных деформаций в зоне разлома. В этом случае региональное поле напряжений квазистационарно, а разломная зона представляет собой параметрически возбудимую (малыми воздействиями) активную среду.

Рассматривая физическую природу возникновения импульса СД, необходимо иметь в виду следующее. Геологическая среда в современном нам (реальном) масштабе времени находится под влиянием системы внешних и внутренних (экзогенных и эндогенных), квазистатических (глобальное и/или региональное поле напряжений) и динамических (приливы, неравномерное вращение

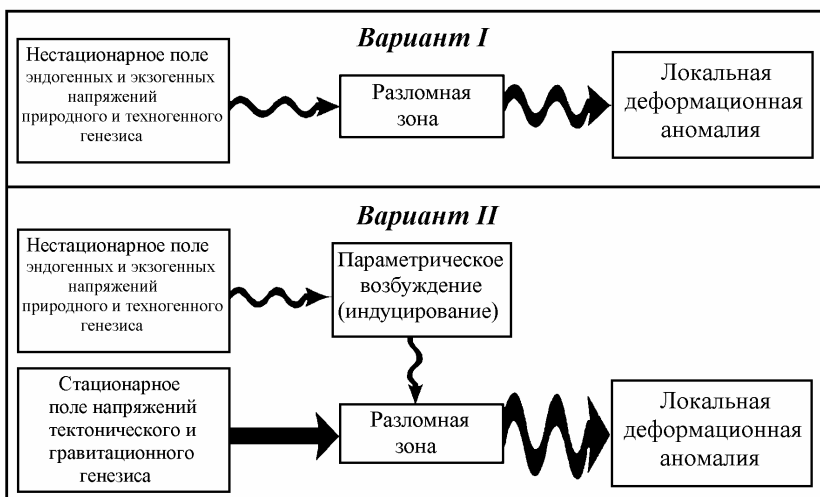


Рис. 2.5. Схемы формирования аномальных деформационных процессов в зонах разломов

Земли, процессы подготовки землетрясений, взрывы, сейсмические волны, техногенные нагрузки и т. д.) воздействий. В разломных зонах, особенно осадочных бассейнов, постоянно присутствует и перераспределяется динамически активная и химически агрессивная флюидная система. Взаимодействие и совокупное влияние всех этих факторов реализуется, в первую очередь, в условиях повышенной концентрации дефектов среды, т. е. в зонах разломов с неустойчивыми механическими характеристиками, посредством кратковременных флуктуаций жесткостных характеристик горных пород в локальных объемах. Следствием этого процесса является возникновение СД-аномалий [Кузьмин, 1996; 1999].

Для количественной оценки соотношения региональных и локальных геодинамических процессов, а также для определения места параметрических деформаций в общем ходе процесса деформирования естественнее всего представить рассматриваемую геологическую среду как упруговязкую.

Следуя типичным процедурам реологии, скорость упруговязкой деформации $\dot{\epsilon}_{\text{ув}}$ можно представить в виде суммы скоростей упругой $\dot{\epsilon}_{\text{у}}$ и вязкой $\dot{\epsilon}_{\text{в}}$ компонент.

$$\dot{\epsilon}_{\text{ув}} = \dot{\epsilon}_{\text{у}} + \dot{\epsilon}_{\text{в}}. \quad (2.2)$$

Тогда согласно работе [Кузьмин, 1988] для упруговязких сред с нестабильными во времени упругими характеристиками можно $\dot{\epsilon}_{\text{ув}} = \dot{\epsilon}$ из формулы (2.2) записать в форме

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \dot{E} + \frac{\sigma}{\eta}, \quad (2.3)$$

где σ и $\dot{\sigma}$ — напряжение и его изменение во времени; E , \dot{E} — модуль упругости (например, Юнга) и его вариации; η — вязкость среды.

Уравнение (2.3) является аналогом уравнения Максвелла для сред с нестабильными во времени упругими характеристиками. Действительно, в случае неизменности упругих свойств ($\dot{E} \rightarrow 0$) уравнение (2.3) переходит в уравнение Максвелла:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + \frac{\sigma}{\eta}. \quad (2.4)$$

Рассматривая уравнение (2.3) применительно к проблеме формирования локальных деформационных аномалий, можно отметить, что пульсационный и знакопеременный характер выявленных движений (см. рис. 1.8; 2.4) позволяет пренебречь третьим слагаемым в уравнении (2.3). Это слагаемое описывает состояние унаследованного движения прошлых геологических эпох.

В этом случае уравнение (2.3) трансформируется в

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \dot{E}. \quad (2.5)$$

Уравнение (2.5) отражает два варианта формирования локальных деформационных аномалий в зонах разломов (см. рис. 2.5).

Учитывая, что СД-процессы короткопериодичны и пульсационны, они наиболее естественным образом объясняются только с позиций второго варианта — параметрически индуцированного возбуждения разломных зон.

С другой стороны, эндогенные воздействия на разломную зону определяют, в первую очередь, региональный фон и характер напряженного состояния, которое задает граничные (внешние) условия при описании локальных деформационных аномалий.

В ряде предыдущих публикаций [Кузьмин, 1989; 1996; 1999; Сидоров, Кузьмин, 1989] было показано, что такие глубинные процессы (эндогенные воздействия), как тепловая и химико-плотностная конвекция, мантийный диапиризм, изостазия и т.д., крайне затруднительно использовать для объяснения природы СД-процессов с периодичностью $10^{-1} < T < 10^1$ лет и размерами аномалий 0,1—10 км. Таким образом, региональные эндогенные природные воздействия являются стационарными по отношению к длительности протекания локальных СД-процессов.

В этой связи можно полагать, что локальные деформационные процессы, регистрируемые многократными геодезическими наблюдениями в зонах разломов, обусловлены в основном «внутренними» источниками (параметрически индуцированными деформациями), а региональные геодинамические процессы обеспечивают квазистатический уровень приложенных напряжений, характер которых определяет конкретную морфологию аномалий.

Тот факт, что СД-аномалии являются результатом параметрического индуцирования, позволяет считать их существенно нелинейными процессами.

Как известно, самое общее определение нелинейных систем - это отсутствие того, что называется принципом линейной суперпозиции. Этот принцип заключается в том, что суммарный, результирующий эффект от нескольких независимых воздействий равен сумме эффектов, вызываемых каждым воздействием в отдельности. В случае возникновения СД-процессов имеет место явная нелинейность, когда малые воздействия приводят к аномально большим (до 2—3 порядков) откликам среды на эти воздействия.

Крайне важно в этой ситуации помнить, что в нелинейных, неустойчивых системах принципиальным образом меняются представления о характере причинно-следственных связей. В устойчивых системах меры причин и следствий всегда одного порядка. В неустойчивых, существенно нелинейных системах малые, по уровню, причины могут привести к большим последствиям. *В этих системах причиной явлений следует считать саму неустойчивость.*

Все это позволяет считать, что явление СД-процессов относится к разряду эффектов изучаемых теорией самоорганизации открытых физико-химических систем.

В рамках этих представлений для эффектов самоорганизации характерны следующие наиболее принципиальные черты. Во-первых, должно быть так, чтобы небольшие изменения какого-то

элемента системы могли бы привести к принципиально иному характеру ее поведения. Во-вторых, и это очень важно, чтобы в результате такого изменения элемент приобрел способность интенсивно отбирать энергию из окружающей среды. Другие флуктуации в среде, в достаточно большой области около самоорганизующегося элемента, начнут при этом подавляться в силу требования закона сохранения энергии.

Для начала процесса необходимо, чтобы в системе появились микроскопические образования, склонные к бифуркациям (состояниям неустойчивого равновесия). Тогда, обусловленная малыми воздействиями, микрофлуктуация может запустить процесс нарастания неустойчивости и привести к макроскопическому эффекту.

В этом проявляется один из важнейших и общих законов нелинейных процессов: *всякое развитие сложной системы, выражающееся в появлении нового качества, возможно только при наличии в системе флуктуаций, склонных к разрастанию* [Пригожин, 1985].

В свете рассмотренных выше закономерностей формирования современных суперинтенсивных деформаций земной поверхности в зонах разломов становится очевидным, что это явление полностью соответствует представлениям теории самоорганизации открытых, нелинейно функционирующих систем, которая так бурно развивается в последние годы.

При этом укоренилось мнение, что нелинейные системы стали изучать только в конце 20-го столетия в связи с развитием методов синергетики и теории самоорганизации. Однако не будем забывать, что еще в 1876 г. Дж.К. Максвелл во введении к книге «Материя и движение» писал: «... бывают случаи, в которых небольшое начальное изменение может произвести очень большое изменение в конечном состоянии системы...».

2.2. Математическое моделирование деформационных процессов в зонах разломов

В исследованиях по геодинамике и сейсмологии, и особенно при проведении аналитического описания процессов, под разломом обычно понимают либо некоторую поверхность скольжения во внутренних участках среды, на которой имеет место скачок смещений, либо некое объемное включение различной конфигурации,

имеющее физико-механические свойства, отличные от свойств вмещающей среды.

В работе [Кузьмин, 1999] дан обзор наиболее известных аналитических и численных моделей формирования аномального напряженно-деформированного состояния в окрестности разломов и приведен их сравнительный анализ. Там же сделан вывод, что для описания современной геодинамики разломов можно использовать аналитические модели разломов в виде дислокаций и упругих включений в однородной линейно-упругой невесомой среде.

Изучение характера деформирования разломных зон совместно с геодинамической и петрофизической обстановкой исследуемых регионов позволило построить качественные механизмы формирования выявленных типов аномалий [Кузьмин, 1989; 1990]:

- аномалии типа γ обусловлены активизацией трещин отрыва вертикальной ориентации и локальными проседаниями вышележащей толщи пород в обстановке квазистатического субгоризонтального растяжения;
- аномалии типа S вызваны уменьшением жесткостных характеристик зон наклонных разломов, что при субгоризонтальных квазистатических сжимающих или растягивающих напряжениях приводит к локальным сдвиговым перемещениям;
- аномалии типа β связаны с накоплением трещин отрыва квазигоризонтальной ориентации (дилатансионное разупрочнение), что приводит к цилиндрическому изгибу верхних слоев земной коры в обстановке квазистатического субгоризонтального сжатия.

Рассмотренные выше эмпирические материалы позволяют построить количественную модель формирования локальных геодинамических аномалий. Она представляет собой полубесконечное твердое тело, имеющее включение (неоднородность) с иными механическими свойствами, чем вмещающая ее среда, на границе которой заданы фиксированные (постоянные) смещения или напряжения.

В этом случае при изменениях во времени механических характеристик внутри включения, при постоянных условиях на границе, происходит формирование локального напряженно-деформированного состояния поверхности тела в окрестности данной неоднородности.

Одним из принципиальных вопросов при постановке задачи является тип краевых условий. В данном случае можно задавать условия на границе либо в виде фиксированных (постоянных) перемещений, либо в виде фиксированных напряжений.

Выше отмечалось, что по отношению к длительности протекания локальных деформаций внешнее региональное нагружение носит квазистатический характер, т.е. является фиксированным. Кроме того, если задавать на границе постоянные перемещения, то это означает, что Земля является деформационной машиной, соответствующей жесткой схеме нагружения, используемой при экспериментах на образцах горных пород. Однако при таком характере нагружения должна сохраниться полная унаследованность движений земной поверхности от движений блоков фундамента.

В действительности же, в подавляющем большинстве случаев локальные геодинамические аномалии не наследуют ни адекватные сдвиговые перемещения смежных объемов консолидированной части коры по зонам разломов, ни форму кровли фундамента [Кузьмин, 1989; 1999; Сидоров, Кузьмин, 1989]. Все это свидетельствует в пользу мягкой схемы регионального нагружения, т.е. обстановки квазистатического, фиксированного напряженного состояния.

Очевидно, что наличие в геологической среде большого количества разломов и разрывных нарушений различного типа и порядка способствует накоплению повреждений, приводящее к возникновению мягких (с пониженными жесткостными свойствами) включений, а, как известно, именно при фиксированных напряжениях происходит накопление энергии и формирование локального поля деформаций в окрестности включений данного типа.

Задача изучения перемещений поверхности упругого полупространства, содержащего включение, решалась многими авторами для различных геофизических и сейсмологических проблем. По видимому, первой публикацией на эту тему следует считать работу [Sezava, 1929], в которой были получены аналитические выражения для наклонов и деформаций поверхности упругого полупространства в окрестности деформационного включения (область среды, содержащая аномальную деформацию). И.П. Добровольский [Добровольский, 1984; 1991] получил формулу для смещений свободной поверхности при оценке аномальных предвестниковых деформаций:

$$U_r = -\iiint_v \left[\frac{\delta K}{K} \frac{\sigma_{ee}^0}{3} \delta_{ij} + \frac{\delta \mu}{\mu} \left(\sigma_{ij}^0 - \frac{\sigma_{ee}^0}{3} \delta_{ij} \right) \right] G_{i,j}^r dV_\xi, \quad (2.6)$$

где σ_{ij}^0 — тензор заданных напряжений вне включения; $G_{i,j}^r$ — производная функции Грина; $\frac{\delta K}{K}$, $\frac{\delta \mu}{\mu}$ — изменения объемного и сдвигового упругих модулей во включении объемом V_ξ соответственно; δ_{ij} — функция Кронекера.

С.М. Молоденский [1983] для оценки влияния разломов на амплитуды земноприливных деформаций и наклонов получил это выражение в иной форме:

$$U_r = -\iiint_v \left[d\lambda \operatorname{div}^0 \operatorname{div} \tilde{U} + \delta \mu \frac{\partial \tilde{U}_i}{\partial \xi_k} \left(\frac{\partial U_i^0}{\partial \xi_k} + \frac{\partial U_k^0}{\partial \xi_i} \right) \right] dV_\xi, \quad (2.7)$$

где $\operatorname{div}^0 \operatorname{div} \tilde{U}_{ik}$ — тензор заданных вне включения смещений; \tilde{U}_{ik} — функция Грина; λ — параметр Ламэ.

Аналогичная формула была получена при исследованиях по влиянию вариаций упругих модулей на скорости сейсмических волн [Кнорфф, Рандалл, 1970].

В работе [Кузьмин, 1990] на основании теоремы взаимности работ для среды с дисторсией показано, что для изотропного включения

$$U_r(\xi) = \varepsilon_{ij}^0(x) \iiint_v \sigma_{ij}^{(r)}(x, \xi) dV_\xi. \quad (2.8)$$

Здесь ε_{ij}^0 есть дисторсия или избыточная деформация, которая создает локальный источник деформационных аномалий в объеме среды V_ξ (во включении), которую в общем случае можно выразить как

$$\varepsilon_{ij}^0 = \frac{\delta C_{ijke}^0}{C_{ijke}} U_{k,e},$$

где $\frac{\delta C_{ijke}}{C_{ijke}} = \alpha$ — относительное изменение тензора упругих модулей.

ε_{ij}^0 есть по существу параметрическая деформация, так как

$$\varepsilon_{ij}^0 = \frac{\delta C_{ijke}}{C_{ijke}} U_{k,e}^0 = \frac{\delta C_{ijke}}{C_{ijke}^2} \sigma_{ke}^0. \quad (2.9)$$

В выражении (2.8) $\sigma_{ij}^{(r)}$ есть тензор напряжений Грина, который может быть выражен либо как

$$\sigma_{ij}^{(r)} = 2\mu(G_{i,j}^{(r)} + \sigma_{j,i}^{(r)}) + \lambda\delta_{ij}G_{j,i}^{(r)}, \quad (2.10)$$

где $G_{i,j}^{(r)}$ — производная тензора функции Грина для смещений упругого полупространства, либо как

$$\sigma_{ij}^{(r)} = K\delta_{ij}G_{e,e}^{(r)} + 2\mu\left(G_{i,j}^{(r)} - \frac{1}{3}\delta_{ij}G_{e,e}^{(r)}\right). \quad (2.11)$$

Тогда, подставляя либо формулу (2.10), либо (2.11) в формулу (2.8), с учетом равенства (2.9) можно получить соответственно выражения (2.6) или (2.7), что доказывает их эквивалентность.

Как было отмечено при качественном описании формирования аномалий типа γ , морфология и особенно симметричный характер кривой вертикальных смещений земной поверхности в окрестности разлома показывают, что в качестве наиболее адекватного механизма можно использовать следующий, описанный в работах [Кузьмин, 1988; 1989; 1990].

Во включении (модельном аналоге активизированного фрагмента разломной зоны) уменьшается объемный модуль K в обстановке регионального квазистатического растяжения σ , что приводит к локальному проседанию земной поверхности в окрестности приразломной зоны. Тогда из формулы (2.6) следует:

$$U_r = -\frac{\alpha\sigma}{3} \iiint_V G_{i,j}^{(r)} dV_\xi, \quad (2.12)$$

где $\alpha = \frac{\delta K}{K}$ — вариации во времени объемного модуля упругости.

Подставляя в формулу (2.12) значения функции Грина, можно показать, что, например, для вертикальных смещений

$$U_3 = \frac{\alpha(1-2\nu)\sigma}{6\pi\mu} \iiint_V \frac{Zdx dy dz}{R^3}, \quad (2.13)$$

где $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

Чтобы получить аналитические выражения в работах [Кузьмин, 1990; 1999], была использована гравидеформационная аналогия, которая основана на том, что выражение (2.13) формально подобно формуле для первой производной гравитационного потенциала (вертикального градиента потенциала) Δg и имеет вид

$$\Delta g = -f\delta\rho \iiint_V \frac{Zdx dy dz}{R^3}. \quad (2.14)$$

Сравнение выражений (2.13) и (2.14) показывает, что их можно представить в виде произведения двух сомножителей: $\Phi \times \Gamma$, где Φ — физический сомножитель, описывающий интенсивность деформационной или гравитационной аномалии, а Γ — геометрический, описывающий пространственную конфигурацию деформационной или гравитационной аномалии в зависимости от формы включения (аномалеобразующего тела).

Учитывая найденную аналогию, можно, используя известные в теории гравитационного потенциала выражения для геометрического сомножителя, получить аналитические выражения для смещений и деформаций свободной поверхности упругого полупространства, содержащего объемные включения различной конфигурации, в которых изменяются объемные модули.

Принимая включение бесконечно длинным (плоская задача), т.е. полагая, что протяженность зоны разлома значительно больше его ширины, получим выражение для смещений.

Так как для бесконечно длинного горизонтального призматического $\Gamma_{б.пр}$ включения [Андреев, Клушин 1962]:

$$\Gamma_{\text{б.пр}}^{(3)} = (x+a) \ln \frac{(x+a)^2 + d^2}{(x+a)^2 + D^2} - (x-a) \ln \frac{(x-a)^2 + d^2}{(x-a)^2 + D^2} - 2D \left(\operatorname{tg}^{-1} \frac{x+a}{D} - \operatorname{tg}^{-1} \frac{x-a}{D} \right) + 2d \left(\operatorname{tg}^{-1} \frac{x+a}{d} - \operatorname{tg}^{-1} \frac{x-a}{d} \right), \quad (2.15)$$

то формула для расчета вертикальных смещений будет иметь следующий вид:

$$U_3 = \Phi \Gamma_{\text{б.пр}}^{(3)}.$$

Аналогично для горизонтальных смещений

$$U_2 = \Phi \Gamma_{\text{б.пр}}^{(2)},$$

где $\Gamma_{\text{б.пр}}^{(2)} = d \ln \frac{(x-a)^2 + d^2}{(x+a)^2 + d^2} - D \ln \frac{(x-a)^2 + D^2}{(x+a)^2 + D^2} + 2(x-a) \times$

$$\times \left(\operatorname{tg}^{-1} \frac{d}{x-a} - \operatorname{tg}^{-1} \frac{D}{x-a} \right) - 2(x+a) \left(\operatorname{tg}^{-1} \frac{d}{x+a} - \operatorname{tg}^{-1} \frac{D}{x+a} \right), \quad (2.16)$$

где d — глубина залегания верхней кромки включения; D — глубина залегания нижней кромки включения; a — полуширина включения.

На рис. 2.6 показано распределение вертикальных и горизонтальных смещений поверхности в окрестности включения для модельного случая γ -аномалии. Здесь расчеты приведены при следующих значениях:

$$\alpha = 0,06 \text{ (6\%); } a = 0,015 \text{ км;}$$

$$d = 0,04 \text{ км; } D = 0,2 \text{ км; } \sigma = 100 \text{ МПа.}$$

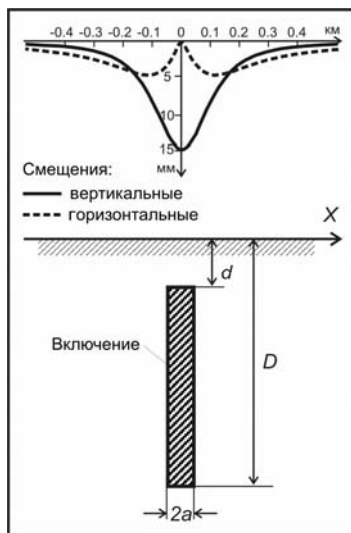


Рис. 2.6. Распределение вертикальных и горизонтальных смещений поверхности в окрестности γ -аномалии

Иными словами, практически весь измеренный (на уровне точности наблюдений) сигнал γ -аномалий сосредоточен в окрестности разломной зоны.

Это справедливо также и для распределения горизонтальных смещений вкрест простирания включения.

Анализ экспериментального материала по β -аномалиям показал, что они представлены довольно протяженными зонами, которые оконтуривают зону разлома. Так, например, многократные пересечения одной и той же зоны разломов отметили идентичный характер в пространственном распределении аномалий. Кроме того, в ряде случаев имелись данные по взаимно ортогональным нивелирным линиям, расположенным в непосредственной окрестности зоны разлома.

Эти материалы указывают на цилиндрический характер изгиба земной поверхности, когда ось цилиндра совпадает с телом разлома, поскольку нивелирование вдоль разлома практически не отмечает аномалий в движениях.

Привлекая механизм параметрического индуцирования деформационных процессов, можно следующим образом сформулировать последовательность возникновения β -аномалии. Разломные зоны, обладая повышенной раздробленностью и трещиноватостью, могут приводить к локальному объемному дилатационному разупрочнению зоны разлома и, как следствие, к изгибу земной поверхности в обстановке квазистатического субгоризонтального сжатия, ориентированного ортогонально простиранию тектонического нарушения.

Для анализа процессов, отвечающих различным геодинамическим ситуациям, были получены аналитические распределения вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности для сферы и двух горизонтальных круговых цилиндров (бесконечного и ограниченного) с использованием гравидеформационной аналогии [Кузьмин, 1990; 1999].

Ниже приведены формулы распределений вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности для бесконечного горизонтального кругового цилиндра $\Gamma_{б.ц.}$, сферы Γ_c и ограниченного кругового горизонтального цилиндра, отвечающих различным геодинамическим ситуациям.

Применяя и в этом случае гравидеформационную аналогию, получим

$$U_3 = \Phi \Gamma_{6.ц}^{(3)}, \quad (2.17)$$

где $\Gamma_{6.ц}^{(3)} = \frac{r^2 h}{x^2 + h^2}$ — геометрический множитель для бесконечно длинного горизонтального кругового цилиндра.

Аналогично для горизонтальных смещений

$$U_2 = \Phi \Gamma_{6.ц}^{(2)}, \quad (2.18)$$

где $\Gamma_{6.ц}^{(2)} = \frac{r^2 x}{x^2 + h^2}$.

В случае, когда деформационная аномалия имеет изометрический характер, например при активизации одного из фрагментов зоны разлома, имеющего соизмеримые между собой длину и ширину, то модельным аналогом может служить сфера.

Для сферы распределение вертикальных смещений таково:

$$U_3 = \Phi \Gamma_c^{(3)}, \quad (2.19)$$

где $\Gamma_c^{(3)} = \frac{hr^3}{(x^2 + h^2)^{3/2}}$.

Формула, описывающая распределение горизонтальных смещений, имеет следующий вид:

$$U_2 = \Phi \Gamma_c^{(2)}, \quad (2.20)$$

где $\Gamma_c^{(2)} = \frac{xr^3}{(x^2 + h^2)^{3/2}}$.

В свою очередь, если аппроксимировать активную зону разлома в виде ограниченного горизонтального кругового цилиндра ($\ell_1 \leq x_1 \leq \ell_2$) радиусом r и длиной 2ℓ , можно получить выражения для горизонтальных U_2 и вертикальных U_3 смещений:

$$U_2 = \Phi \frac{r^2 x_2}{x_2^2 + h^2} \left(\frac{\ell + x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2}} + \frac{\ell - x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2}} \right), \quad (2.21)$$

$$U_3 = \Phi \frac{r^2 h}{x_2^2 + h^2} \left(\frac{\ell + x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2}} + \frac{\ell - x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2}} \right). \quad (2.22)$$

Учитывая гравидеформационную аналогию, можно получить аналитические выражения и для распределений горизонтальных деформаций и наклонов. Как следует из отмеченной аналогии, первые производные гравитационного потенциала являются аналогами смещений: W_Z — U_3 ; W_Y — U_1 ; W_X — U_2 ; а вторые производные — аналогами деформаций и наклонов: W_{XX} — ε_2 ; W_{YY} — ε_1 ; W_{ZZ} — ε_3 ; W_{ZX} — ψ_1 ; W_{ZY} — ψ_2 .

Отсюда несложно найти следующие компоненты горизонтальных смещений и наклонов:

$$\varepsilon_2 = \Phi \frac{r^2}{x_2^2 + h^2} \left(\frac{h^2 - x_2^2}{x_2^2 + h^2} \left[\frac{\ell + x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2}} + \frac{\ell - x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2}} \right] - \left[\frac{\ell + x_1}{(x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2)^{3/2}} - \frac{\ell - x_1}{(x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2)^{3/2}} \right] \right), \quad (2.23)$$

$$\psi_2 = \Phi \frac{r^2 h x_2^2}{x_2^2 + h^2} \left(\frac{2}{x_2^2} \left[\frac{\ell + x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2}} + \frac{\ell - x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2}} \right] + \left[\frac{\ell + x_1}{(x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2)^{3/2}} + \frac{\ell - x_1}{(x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2)^{3/2}} \right] \right), \quad (2.24)$$

$$\psi_1 = \Phi \frac{r^2 h^2}{x_2^2 + h^2} \left(\frac{x_2^2 + 2 \cdot (\ell + x_1)^2 + h^2}{(x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2)^{3/2}} - \frac{x_2^2 + h^2}{(x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2)^{3/2}} \right). \quad (2.25)$$

Для нахождения компоненты деформации $\varepsilon_1 = \frac{\partial U_1}{\partial X_1}$ вновь была использована гравидеформационная аналогия. В теории гравитационного потенциала не используется вторая производная W_{YY} , которая является аналогом ε_1 , но есть выражение для $W_{\Delta} = W_{YY} - W_{XX}$, что будет аналогом $\Delta\varepsilon = \varepsilon_1 - \varepsilon_2$.

Тогда

$$\varepsilon_1 = \frac{\Phi r^2}{x_2^2 + h^2} \left(-\frac{4x_2^2 - h^2}{x_2^2 + h^2} \left[\frac{\ell + x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2}} + \frac{\ell - x_1}{\sqrt{x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2}} \right] + \frac{2x_2^2 + h^2}{x_2^2 + h^2} \left[\frac{(\ell + x_1)^3}{(x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2)^{3/2}} + \frac{(\ell - x_1)^3}{(x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2)^{3/2}} \right] + x_2^2 \left[\frac{\ell + x_1}{(x_2^2 + (\ell + x_1)^2 + h^2)^{3/2}} + \frac{\ell - x_1}{(x_2^2 + (\ell - x_1)^2 + h^2)^{3/2}} \right] \right). \quad (2.26)$$

Для сравнительного анализа распределения смещений земной поверхности от различных включений (модельных аналогов разломных зон) на рис. 2.7 представлены кривые вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности, построенные в едином вертикальном и горизонтальном масштабах.

При этом следует иметь в виду, что для модельных аналогов β -аномалий (бесконечного и ограниченного цилиндров, а также сферы) глубины залегания центров включений ($h = 9$ км), радиусы ($r = 3$ км), относительные изменения модулей ($\alpha = 0,03$) во включении, а также уровень приложенного напряжения ($\sigma = 100$ МПа) и жесткость вмещающей среды ($\mu = 10^4$ МПа) являются одинаковыми.

Как видно из рисунка, трем различным видам включений (аналогов аномалий типа β) соответствуют различные уровни амплитуд и характеры затухания кривых как для вертикальных, так и для горизонтальных смещений поверхности. Характерно, что распределение смещений для ограниченного цилиндра (при соотношении горизонтальных и вертикальных размеров, как 4:1) занимает промежуточное положение между сферой и бесконечным цилиндром, которые следует рассматривать как предельные варианты.

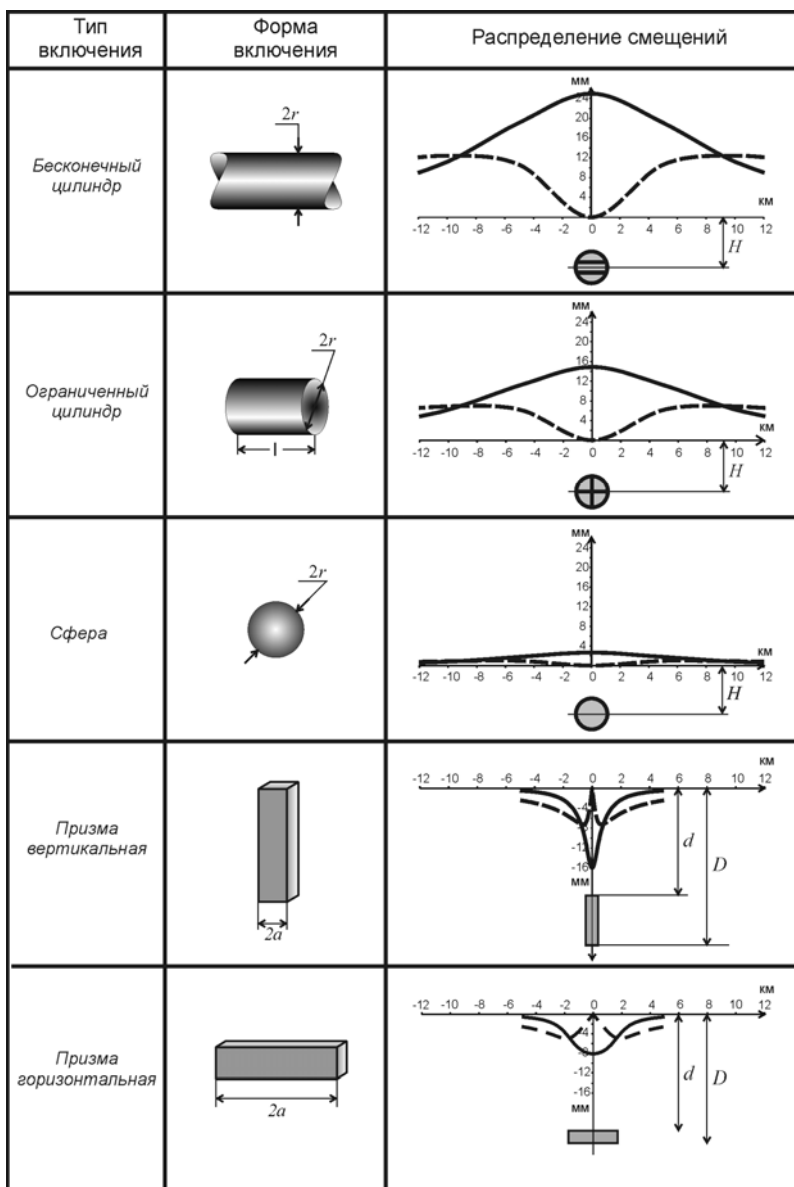


Рис. 2.7. Сопоставление аналитических распределений вертикальных и горизонтальных смещений поверхности в зависимости от типа модельного аналога (включения) разломной зоны

Аналогичные результаты получены и для двух различных типов призм: вертикальной и горизонтальной. Для оценок используются те же, что и выше, параметры для σ , α , и μ . Ширина призмы $2a = 0,25$ км (вертикальная призма) и $2a = 1,6$ км (горизонтальная призма), а длина $(D - d) = 1,6$ км (вертикальная призма) и $(D - d) = 0,25$ км (горизонтальная призма). Глубина залегания центра включения в обоих случаях составила 1 км.

Из графиков распределения вертикальных и горизонтальных смещений видно, что имеет место принципиально различный характер затухания амплитуд для вертикальной и горизонтальной призм.

Для вертикальной призмы распределение вертикальных смещений поверхности имеет ярко выраженный пикообразный характер, который неоднократно отмечался в данных полевых наблюдений и является «каноническим образом» γ -аномалии.

Модельный аналог разломной зоны в форме горизонтальной призмы хорошо аппроксимирует горизонтально залегающий пласт. Как будет показано ниже, этот вариант может быть использован для оценок влияния режима флюидной разгрузки в пределах нефтегазоносных горизонтов на деформации земной поверхности.

Таким образом, видно, что предложенные аналитические модели достаточно хорошо описывают выявленные эмпирические закономерности для β - и γ -аномалий при разумных и общепринятых диапазонах задания входящих в формулы параметров. Поэтому в дальнейшем при количественной интерпретации СД-процессов используется математический формализм теории объемных включений.

Возникновение S -образных аномалий в рамках механизма параметрического индуцирования процессов представляется следующим образом. Зоны тектонических нарушений, особенно имеющие наклонную ориентацию, в обстановке субгоризонтального напряжения являются концентраторами касательных напряжений, сосредотачиваемых в окрестности разломной зоны. В этом случае при уменьшениях прочности на сдвиг, коэффициента трения и т.д. в локальной области зоны разлома возникают сдвиговые перемещения отдельного фрагмента, приводящего к смещениям на поверхности.

Энергетически это означает, что региональные касательные напряжения совершают работу на локальных сдвиговых перемеще-

ниях, т. е. реализуется сдвиговая часть накопленной потенциальной энергии.

С этих позиций достаточно удобной и адекватной для использования в качестве аналитической модели является теория дислокаций.

Как уже отмечалось, S -аномалии обнаруживаются в натуральных данных крайне редко, и этот факт вполне объясним с энергетической точки зрения. Однако, учитывая большой объем исследований, в которых были получены модели разломных зон именно с подвижками сдвигового типа, а также учитывая тот факт, что при анализе остаточных смещений в очаговых зонах произошедших сильных землетрясений часто используются геодезические измерения, в работах [Жуков, Изюмов, Кузьмин, 1990; Кузьмин, 1999] приведена сводка формул для вертикальных и горизонтальных смещений поверхности, полученных в рамках теории дислокаций.

Этот формализм достаточно хорошо разработан и в настоящее время успешно применяется в сейсмологии и геофизике. Недостатком этой теории является то, что локальная подвижка совершается в бесконечно тонком слое (плоскости) и поэтому в рамках данного формализма невозможно задать ширину зоны разлома. Однако если и в этом случае считать, что натурные данные позволяют фиксировать аномалию с точностью до расстояния между реперами (принцип наблюдаемости), то можно для оценки порядка величины ширины разлома принять степень детальности измерительной сети.

Существующий математический аппарат теории дислокаций обеспечивает получение формул для поверхностных смещений, деформаций и наклонов в площадном виде. Поэтому для изучения «профильных» моделей, адекватных получению экспериментального материала, необходимы определенные математические преобразования (переход к предельным выражениям), которые и были осуществлены в указанных выше работах.

Таким образом, для всех трех типов аномалий удалось получить аналитические выражения, которые связывают внешнее квазистационарное напряжение, степень разупрочнения среды в локальных объемах внутри разломных зон, глубину залегания, форму и размеры этих зон повышенной трещиноватости с распределением вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности.

Наличие аналитических моделей, описывающих формирование СД-процессов, позволило провести массовую обработку повторных профильных геодезических наблюдений (в основном нивелирных) и определить диапазоны залегания источников формирования аномальных деформаций на основе решения обратных задач.

Обратная задача современной геодинамики разломов — это определение параметров источника деформационных аномалий (глубина залегания, форма, размеры и уровень локального изменения трещиноватости) по наблюдаемым смещениям земной поверхности [Кузьмин, 1999].

Известно, что обратные задачи, решаемые в геофизике, обладают неустойчивостью и некорректностью. Достоверность получаемых этими методами результатов составляет обычно 30—40 %.

В настоящей работе применялись классические приемы решения обратных задач, используемых в геофизике (и особенно в гравитационной и магниторазведке): методы подбора особых точек, пересчеты в высшие производные и т.д.

Однако существует одно принципиальное обстоятельство, которое значительно улучшает достоверность результатов решения обратных задач современной геодинамики разломов. Его можно проиллюстрировать на примере решения обратных задач в гравитационной разведке.

Известно, что амплитуда гравитационной аномалии зависит как от плотности аномалеобразующего объекта, так и от глубины его залегания, что во многом и предопределяет неоднозначность решений обратной задачи.

В обратных задачах современной геодинамики также существует неоднозначность «глубина залегания источника — степень изменчивости его механических характеристик». Однако пульсационный характер СД-аномалий и возможность многократных повторных измерений, позволяют получить необходимое количество уравнений для определения искомым параметров источника. Кроме того, во многих случаях имелась возможность прямой оценки адекватности решений, так как диапазоны глубин формирования источников аномалий (например, для γ -аномалий) доступны непосредственной проверке бурением. Поэтому степень достоверности результатов решения обратных задач современной геодинамики разломов можно оценить в 10 %.

В результате массовой обработки материалов, полученных по различным регионам, были сформулированы следующие эмпирические обобщения.

Трещины отрыва вертикальной ориентации, формирующие γ -аномалии, соответствуют глубинам 0,1—3,0 км; трещины сдвига (S -аномалии) группируются в диапазоне глубин 3,0—8,0 км, а трещины дилатансионного объемного разупрочнения, приводящие к β -аномалиям, локализуются в интервале 8—15 км, причем эта глубинная дифференциация локальных механизмов аномального деформирования остается устойчивой для регионов с различной геодинамической обстановкой.

В целом же необходимо отметить, что γ -аномалии проявляются повсеместно и в меньшей степени зависят от характера региональных напряжений. Это происходит вследствие того, что данный тип аномалий имеет наименьшую глубину залегания источника. Кроме того, верхние слои геологической среды всегда менее нагружены (т.е. относительно «растянуты»), а это приводит к благоприятной ориентации внешнего поля напряжений по отношению к вертикальным трещинам отрыва и, следовательно, к генерации γ -аномалий.

Если напрямую сравнивать теоретические и наблюдаемые распределения смещений, то окажется, что между ними во всех случаях существует различие в амплитудах около 15—20 %. Это связано с тем, что формула (2.13) получена точным аналитическим решением для невесомой среды. Реальная кривая просадок обусловлена внутренним источником, действующим в весоной среде.

Как следует из работы [Кузьмин, 1999], сопоставление смещений земной поверхности для невесомой и весоной сред, рассчитанных в рамках численного метода граничных элементов, показывает, что амплитуда вертикальных смещений для γ -аномалий у весоной среды на 15—20 % выше, чем у невесомой.

Примечательно, что особые точки кривых для обоих типов сред совпадают. Именно это позволяет использовать для интерпретации наблюдений аналитическую модель невесомой среды, внося «весовую» поправку в амплитуду смещений.

Следует особо отметить, что выявленная дифференциация по глубине механизмов локального деформирования полностью соот-

ветствует современным представлениям о реологической расчлененности земной коры.

Как показано в ряде работ [Николаевский, Шаров, 1985 и др.], развитие разломов в верхних слоях коры охарактеризовано следующим образом. До уровня глубин 2—3 км выделяется область с преимущественным развитием хрупких разрывов типа трещин отрыва вертикальной ориентации. Ниже (примерно до глубин 8—10 км) имеется область, в которой развито хрупкое разрушение сколового (сдвигового) типа. Далее на глубинах 10—15 км происходит локализация трещинообразования в субгоризонтальную полосу, связанную с дилатансионными деформациями. Именно в этой области отмечается выполаживание углов падения тел разломов до субгоризонтального положения.

На рис. 1.8 приведена последовательность формирования трех типов аномалий и показаны результаты решения обратных задач, которые свидетельствуют в пользу следующей схемы образования аномалий.

В начальный период дилатансионное разупрочнение, приуроченное к области между верхами фундамента и низами осадочного чехла, формирует изгиб земной поверхности (β -аномалия). Так как верхняя половина изгиба чехла находится в состоянии растяжения, то создаются благоприятные условия для активизации вертикальных трещин отрыва, что приводит к локальным просадкам земной поверхности (γ -аномалия), отмеченным в последующий цикл нивелирных измерений. Затем происходит дальнейшее накопление сдвиговых напряжений субвертикальной ориентации в средней части изгиба, активизация сколовых трещин и возникновение S -аномалий.

Таким образом, видно, что установленные в результате геодинамических исследований характеристики современной активизации естественной трещиноватости разломных зон соответствуют существующим представлениям геомеханики материалов и подтверждаются результатами сейсморазведочных исследований и анализом кернов при установлении статической структуры разломных зон.

Крайне важно подчеркнуть, что практически во всех случаях зоны формирования СД-процессов (в первую очередь, γ -аномалии)

приурочены к флюидонасыщенным, сильнотрещиноватым известнякам с высокой степенью карбонатности.

Эти зоны встречаются повсеместно и зачастую не зависят от уровня и характера региональных напряжений. Для возбуждения аномальных деформаций достаточно лишь создать условия для снижения на несколько процентов жесткостных характеристик в локальных фрагментах изначально напряженных разломных зон.

2.3. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа

Среди различных видов последствий длительного освоения месторождений углеводородов (загрязнение нефтепродуктами гидросферы и почв, загрязнение атмосферы продуктами сгорания попутного газа, разрывы нефте-, газо- и продуктопроводов) внимание специалистов стали привлекать геодинамические последствия освоения месторождений углеводородов, такие, как аномальные деформации (просадки) земной поверхности и проявление сейсмической активности в районах нефтегазодобычи.

Чрезвычайно важно, что все эти последствия сопровождаются значительным экономическим ущербом [Касьянова, Кузьмин, 1996; Кузьмин, 1999; 2000; 2001; 2002; Сидоров, Кузьмин, Хитров, 2000; Сидоров, 2000; Дмитриевский, Кузьмин, Сидоров, Ульмасвай, 2002; Певзнер, Попов, Букринский и др., 2003].

Хорошо известны случаи аномальных (более метра) деформаций (просадок) земной поверхности на длительно разрабатываемых нефтяных и газовых месторождениях в США, Венесуэле, на Северном море и в других регионах, что связывается с извлечением жидкости из резервуара и снижением пластового давления.

Зарегистрированы случаи проявления землетрясений, в том числе сильных, в районах освоения месторождений углеводородов в США, Канаде, Франции, России, Туркменистане, Узбекистане и других регионах. Установлена связь процессов подготовки этих событий с процессами разработки месторождений нефти и газа.

Несмотря на многочисленные случаи аномальных техногенных деформаций и индуцированной сейсмичности в районах интенсивной антропогенной деятельности человека, изучение причин

возникновения природно-техногенных катастроф до сих пор остается крайне актуальной проблемой.

Из всей совокупности геодинамических факторов на объекты нефтегазового комплекса наибольшее влияние оказывает современная аномальная геодинамика недр, которая реализуется в наиболее экстремальной форме в зонах разломов.

Как показано выше, современное аномальное геодинамическое состояние разломных зон возникает под воздействием малых природных и/или техногенных процессов.

Одним из ярких примеров нелинейного поведения современных геодинамических процессов является сейсмодиформационная активизация недр при разработке месторождений нефти и газа.

На рис. 2.8 показана принципиальная схема формирования аномальных геодинамических последствий разработки месторождений жидких УВ. Видно, что существуют четыре основные формы негативных геодинамических последствий длительной разработки месторождений УВ: *обширные просадки* территории месторождения, *техногенная* и *техногенно-индуцированная сейсмичность*, а также *активизация разломных зон*, контролирующего месторождение [Кузьмин, 1999].

Существуют два принципиальных различия в механизмах формирования деформационных и сейсмических процессов, обусловленных разработкой месторождений полезных ископаемых. Обычно эти различия разъясняются на примере наведенной сейсмичности.

В работе [А.В. Николаев, 1994] предлагается в термине «наведенная сейсмичность» различать два процесса: «возбуждение» и «иницирование» землетрясений. При этом под возбуждением понимается воздействие на определенную зону земной коры, вызывающее землетрясения, которые бы без такого воздействия не произошли («вынуждение»). Иницирование — это воздействие на очаг готового землетрясения, ускорение события («запуск»). Первый вариант имеет английский аналог — induce, а второй — trigger. В этом случае индуцированная сейсмичность — это «возбужденные» землетрясения.

В рамках предлагаемой авторами терминологии следует различать два типа сейсмических процессов: *техногенные* и *техногенно-индуцированные*. Техногенные землетрясения не могут проис-

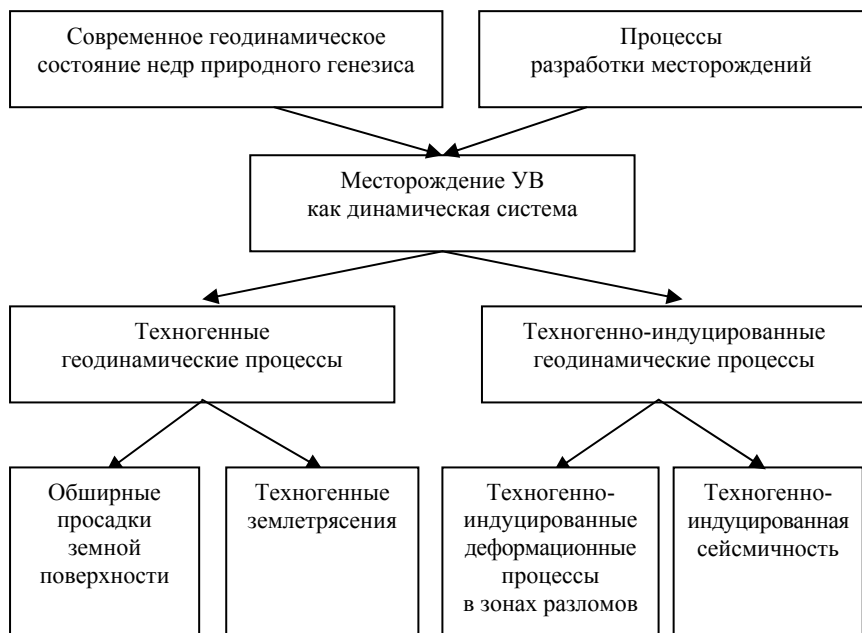


Рис. 2.8 Схема формирования аномальных сейсмических и деформационных последствий разработки месторождений углеводородов

ходить без разработки месторождений, а техногенно-индуцированные происходят только в тех случаях, когда разработка месторождений проводится в потенциально сейсмоактивном районе.

Аналогичным образом предлагается разделять и два типа деформационных процессов, происходящих на разрабатываемых месторождениях. Первый тип деформаций (техногенные) — это обширные просадки территории месторождения, напрямую обусловленные процессом разработки. Второй тип деформаций (техногенно-индуцированные) — это локальные, суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в зонах разломов, индуцированные процессами разработки [Кузьмин, 1996; 1998; 1999; 2000а; 2002; Кузьмин, Никонов, 2001; Жуков, Кузьмин, Полоудин, 2002].

Ниже подробно рассматриваются основные закономерности формирования основных типов геодинамических последствий при разработке месторождений жидких УВ [Кузьмин, 1999; 2001; 2002; Сидоров, Кузьмин, Хитров, 2000].

Сейсмические процессы, связанные с разработкой нефтегазовых месторождений

Техногенная и техногенно-индуцированная сейсмичность известна сравнительно давно. Она отмечена при заполнении водохранилищ, при освоении месторождений полезных ископаемых, проведении ядерных взрывов и т.д. Гипоцентры техногенных землетрясений расположены в пределах объекта или на его границах. Энергия таких землетрясений, как правило, невелика (магнитуда событий 2—4) и сопоставима с энергией деформирования пород, обусловленного воздействием на объект.

В случае техногенно-индуцированной сейсмичности основной предпосылкой является техногенное нарушение состояния регионального поля напряжений в окрестностях объекта, но сейсмический процесс развивается по законам природных сейсмотектонических процессов. При этом даже слабые воздействия могут привести к возникновению сильной техногенно-индуцированной сейсмичности. Теоретически энергия техногенно-индуцированных землетрясений может достигать уровня естественной сейсмичности. Уже известные техногенно-индуцированные землетрясения имели магнитуду $M > 5$ и $K > 12—13$. Гипоцентры этого типа землетрясений могут быть расположены на удалении до нескольких километров от разрабатываемого месторождения.

При длительной разработке месторождений углеводородов техногенное воздействие могут оказывать как значительный отбор жидкости и/или газа из пласта, так и закачка больших объемов жидкости. При этом нарушаются равновесные условия в пласте, что может вызвать критическое перераспределение напряжений в разрабатываемом пласте и вмещающих породах. Нагнетаемая жидкость может проникать в трещины, приводить к избыточному порово-трещинному давлению, что является своеобразной смазкой в зонах нарушения сплошности среды.

Таким образом, возникновение техногенной и техногенно-индуцированной сейсмичности напрямую зависит от физических свойств пород, их напряженного состояния, от степени дискретности среды, а также от темпов и интенсивности разработки месторождения (величины дебитов и снижения пластового давления).

Обобщение имеющегося материала по техногенной и техногенно-индуцированной сейсмичности позволяет сделать следующие выводы:

1. Отбор жидкости из резервуара, так же как и закачка жидкости в резервуар для поддержания пластового давления, при определенных условиях могут вызывать сейсмическую активность, которая проявляется в широком диапазоне энергий (от слабых микроземлетрясений до сильных сейсмических событий, включая катастрофические).
2. Техногенная сейсмичность происходит непосредственно в пределах резервуара и приводит к возникновению сейсмических событий, как правило, небольшой магнитуды (до 3,0 — 3,5).
3. Существенно более интенсивными являются сейсмические события техногенно-индуцированной природы. Учитывая, что крупные нефтяные и газовые месторождения иногда находятся в сейсмически активных зонах, реакция напряженно-деформированной среды на техногенные воздействия проявляется в форме землетрясений с магнитудой более 4,5 — 5,0.
4. Очаги техногенно-индуцированной сейсмичности могут располагаться выше и ниже резервуара и даже на некотором удалении от него.
5. Площадное распределение эпицентров техногенных и техногенно-индуцированных землетрясений контролируется разломами.

Наиболее серьезные экологические и социально-экономические последствия могут возникать, в первую очередь, от сильных техногенно-индуцированных землетрясений.

Во-первых, могут быть нарушены наземные нефтегазоперерабатывающие производства, которые для платформенных условий проектировались без учета сейсмических воздействий.

Во-вторых, возможно разрушение наземных коммуникаций, и в этом случае значительному загрязнению из-за разлива нефтепродуктов или выбросов газа подвергается приповерхностная и воздушная среды.

В-третьих, из-за слома скважин возможно загрязнение геологического разреза и водных ресурсов углеводородными продуктами.

В-четвертых, может увеличиться проницаемость части геологического разреза, расположенного выше резервуара, с последующим усилением миграционных процессов и выходом газов в атмосферу.

Деформации земной поверхности, связанные с разработкой месторождений углеводородов

Деформации (просадки) земной поверхности широко распространены при длительной разработке месторождений углеводородов. Для подавляющего большинства месторождений скорости просадок составляют 1 — 2 см/год, а накопленные величины просадок не превышают первых десятков сантиметров. Просадки порядка десятков метров — довольно редкое явление, но с опасными последствиями: сильными деформациями наземных сооружений, сломами обсадных колонн, разрывами трубопроводов, заболачиванием или затоплением опускающихся участков. Все эти последствия влияют на экосистемы — воздушную и водную среду, что может оказать влияние на экологические и социально-экономические условия жизни человека как в реальном масштабе времени, так и в обозримом будущем.

При проведении аналитических расчетов просадок земной поверхности исходят из нескольких предпосылок. В общем уменьшение мощности пластов при снижении пластового давления выражается следующей формулой:

$$\Delta H = \int_0^H \int_{P_0}^{P_i} \beta_{\text{сж}} \Delta P_{\text{пл}} dz. \quad (2.27)$$

где ΔH — изменение толщины пласта; $\Delta P_{\text{пл}} = P_0 - P_i$ — изменение пластового давления; $\beta_{\text{сж}}$ — коэффициент сжимаемости при одноосной нагрузке, зависящий от состава пород и эффективного напряжения; z — глубина залегания пород.

Зачастую принимается, что $\beta_{\text{сж}}$ не зависит от $P_{\text{пл}}$, $\Delta P_{\text{пл}}$ одинаково по всему разрезу, порода однородна и деформируется только пласт-коллектор, а мощность вышележащих пород остается неизменной. С учетом этого деформация пласта-коллектора будет равна деформации земной поверхности Δh :

$$\Delta H = \Delta h = H \beta_{\text{сж}} \Delta P_{\text{пл}}. \quad (2.28)$$

Подставляя в формулу (2.28) значения для хадумской толщи Северо-Ставропольского газового месторождения $\beta_{\text{сж}} = 2,78 \cdot 10^{-4} \text{ МПа}^{-1}$, $H = 70 \text{ м}$ (эффективная мощность пласта 70 м), авторы получили величину просадки земной поверхности в центральной части месторождения в 23,7 мм при снижении пластового давления $\Delta P_{\text{пл}} = 1,22 \text{ МПа}$ за период 1957—1962 гг. [Терновой, Сергеев, Гниловской, 1965].

Фактические данные, полученные в результате специально проводившихся работ по повторному нивелированию на территории этого месторождения, показали, что просадки земной поверхности [Терновой, Сергеев, Гниловской, 1965] имеют значительно большие величины.

Другой подход, позволяющий учитывать, в первом приближении, размеры пласта-коллектора и его геометрию, был рассмотрен ранее в работах одного из авторов [Кузьмин, 1990; 1999]. При этом учитывалось, что гидростатическое сжатие пласта при отборе флюида приводит к опусканию тех участков земной поверхности, которые расположены в зоне отбора флюида. Подобный процесс поддается количественной оценке, если принять продуктивный пласт в виде прямоугольного горизонтально ориентированного включения с аномальной (избыточной) объемной деформацией $\Delta \epsilon_v$.

Тогда, как показано выше и в работе [Кузьмин, 1999], связь деформации земной поверхности Δh (просадки, превышения) с деформацией пласта-коллектора на глубине будет описана формулой

$$\Delta h = \Phi \Gamma, \quad (2.29)$$

где $\Phi = \Delta P_{\text{пл}} / K$ — физический множитель, описывающий интенсивность деформационной аномалии; K — объемный модуль упругости пород; $\Delta P_{\text{пл}}$ — изменение пластового давления; Γ — геометрический множитель, описывающий пространственную

конфигурацию деформационной аномалии в зависимости от формы тела, образующего аномалию, аналогично представленным в разделе 2.2 формулам [см. формулу (2.15) и далее].

Так, для горизонтального пластообразного включения бесконечной длины [Кузьмин, 1999]

$$\begin{aligned} \Gamma = & (x + a) \ln \{[(x + a)^2 + d^2]/[(x + a)^2 + D^2]\} - \\ & - (x - a) \ln \{[(x - a)^2 + d^2]/[(x - a)^2 + D^2]\} - 2D \{ \arctg[(x + a)/D] - \\ & - \arctg[(x - a)/D] \} + 2d \{ \arctg[(x + a)/D] - \arctg[(x - a)/D] \}. \end{aligned} \quad (2.30)$$

Здесь d и D — глубина залегания соответственно кровли и подошвы пласта, в котором происходят изменения пластового давления; a — половина ширины (протяженности) пласта. Для оценки максимальной амплитуды просадки в центре отбора (закачки) можно принять $x = 0$, и тогда выражение примет вид:

$$\begin{aligned} \Delta h = \Delta P_{\text{пл}}/K \{ 2a \ln [(a^2 + d^2)/(a^2 + D^2)] - 2D [\arctg (a/D) - \\ - \arctg (-a/D)] + 2d [\arctg (a/D) - \arctg (-a/D)] \}. \end{aligned} \quad (2.31)$$

Подставляя значения для хадумской толщи $\Delta P_{\text{пл}} = 1,22$ МПа, $1/K = 2,78 \cdot 10^{-4}$ МПа⁻¹, $a = 10\,000$ м, $d = 750$ м, $D = 820$ м (эффективная мощность пласта 70 м) была получена [Жуков, Кузьмин, Полоудин, 2002] величина просадки в центральной части месторождения 142 мм (рис. 2.9).

Распределение рассчитанных по формуле (2.31) просадок по профилю, пересекающему месторождение, приведено на рис. 2.9. Там же показаны данные, полученные при проведении нивелирования на месторождении в 1962 г., и приведен диапазон двойной погрешности измерений.

Указанная ранее в работе [Петренко, Ильченко, Канащук, 1983] максимальная просадка до 92,1 см в 1979 г. при разработке месторождения не противоречит нашим расчетам. Она могла наблюдаться при снижении пластового давления на 7—8 МПа.

Выполненный анализ деформационных последствий длительного освоения месторождений углеводородов [Кузьмин 1999; 2000а; 2002; Сидоров, 2000; Сидоров, Кузьмин, Хитров, 2000; Певзнер, Попов, Букринский и др., 2003] показал следующее.

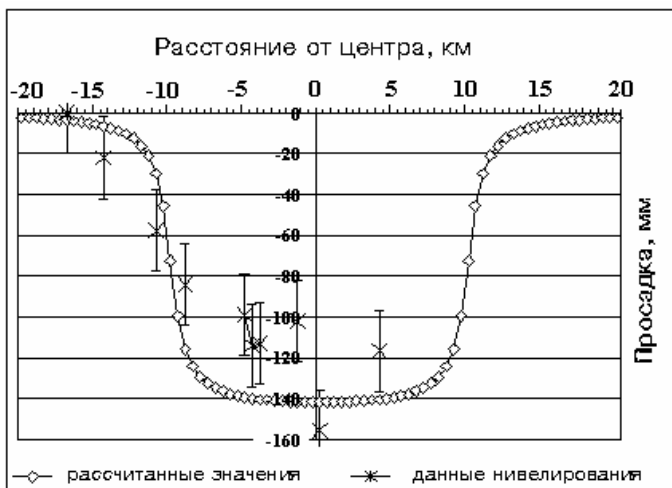


Рис. 2.9. Сопоставление измеренных и рассчитанных просадок земной поверхности на Северо-Ставропольском месторождении в 1957—1962 гг.

Первое. Интенсивные техногенные смещения (обширные просадки) земной поверхности на длительно разрабатываемых месторождениях углеводородов (более 1 — 2 м) — менее распространенное явление, но с весьма опасными последствиями. Основные и наиболее опасные формы этих последствий — сильные деформации наземных сооружений, разрыв коммуникаций, слом обсадных колонн эксплуатационных скважин, порывы промысловых трубопроводных систем, заболачивание и затопление опускающихся участков земной поверхности, региональное проявление оползневых процессов. Экологические последствия, как правило, являются необратимыми. Загрязняются геологическая среда и подземные воды, меняется ландшафт за счет разлива больших объемов углеводородных продуктов из нарушенных коммуникаций, происходят значительные выбросы в атмосферу газообразных продуктов из нарушенных наземных сооружений.

Экологические и социально-экономические последствия могут быть как прямыми (загрязнение геологического разреза и подземных водных ресурсов углеводородными составляющими и продуктами бурения), так и косвенными (развитие локальных оползневых процессов, меняющих ландшафт и флюидный режим приповерхно-

стных отложений, заболачивание территорий с необратимыми изменениями экосистем, перенос углеводородных компонентов по региональным водоносным горизонтам на большие расстояния).

Интенсивное (более 1 м), обширное проседание земной поверхности территории всего разрабатываемого месторождения возникает, как правило, только при сочетании следующих условий:

- значительная площадь разрабатываемого месторождения (100 км² и более);
- значительная мощность продуктивных отложений (как правило, более 100 м);
- относительно небольшая глубина разрабатываемых интервалов геологического разреза (как правило, до 2000 м);
- высокая пористость пород резервуара (25—30 % и более);
- аномально высокое пластовое давление и его относительно быстрое снижение в процессе освоения месторождений углеводородов.

Обобщение имеющейся информации показало, что для месторождений углеводородов с коллекторами трещинно-кавернозного типа обширных просадок земной поверхности, как правило, не наблюдается. Интересно, что в отличие от месторождений твердых полезных ископаемых (рудных и нерудных), где основной формой негативных деформационных последствий являются обширные просадки (мульды) земной поверхности, на месторождениях жидких УВ основные деформационные процессы — это техногенно-индуцированные СД-процессы в зонах разломов.

Этот факт находит естественное объяснение, если учесть, что месторождение жидких УВ — это динамически активная, флюидная система, которую в отличие от месторождений твердых полезных ископаемых намного легче вывести из состояния устойчивого равновесия малыми воздействиями (индуцированием).

Второе. Техногенно-индуцированная активизация разломных зон (СД-процессы) — широко распространенное явление. Авторам не удалось обнаружить ни одного месторождения жидких УВ, в пределах которых были проведены мониторинговые измерения деформаций, на которых отсутствовали бы суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в зонах разломов. Учитывая,

что эти процессы могут достигать весьма высоких скоростей деформаций ($5—7 \cdot 10^{-5}$ в год), то становятся очевидными существенные экологические и социально-экономические последствия их воздействия на объекты нефтегазового комплекса [Кузьмин, 1999; 2000а; 2002].

Вместе с тем следует констатировать, что опыта работ по изучению техногенной и техногенно-индуцированной сейсмичности, а также техногенно-индуцированных суперинтенсивных деформаций земной поверхности, как опасных форм последствий разработки месторождений углеводородов, явно недостаточно. До настоящего времени практически нет работ длительного, режимного (мониторингового) характера, от начала до поздней стадии разработки месторождений. Не совсем ясными представляются условия подготовки и реализации техногенной и техногенно-индуцированной сейсмичности.

Кроме того, весьма загадочным фактом является то, что, при прочих равных условиях, разработка одних месторождений сопровождается аномальными сейсмодеформационными процессами, а разработка других месторождений, хотя и расположенных в той же региональной структурно-тектонической зоне, не сопровождается аналогичными процессами.

Представляется, что наиболее адекватная исходная концепция возникновения аномальных сейсмодеформационных процессов, сопровождающих длительную разработку месторождений углеводородов, должна базироваться на двух принципиальных положениях.

Во-первых, она должна учитывать «собственную» динамику резервуара и вмещающей геологической среды, т.е. современные суперинтенсивные деформации в зонах разломов [Кузьмин, 1996; 1999; 2000; Kuzmin, 1998], расположенных в районе месторождения.

Во-вторых, исходная концепция должна учитывать совокупность «внешних» и «внутренних» возмущающих факторов, связанных с большими нагрузками на среду (заполнение водохранилищ, создание крупных инженерных сооружений), с разгрузкой среды (выемка больших объемов грунта), с большими промышленными взрывами, с сильнейшими землетрясениями в удаленных регионах и, наконец, с процессами разработки месторождений углеводородов (отбор флюидов и изменение пластового давления, закачка флюидов для поддержания пластового давления).

Иными словами, разрабатываемое месторождение углеводородов необходимо рассматривать как открытую динамическую систему, развитие которой во времени, при определенном сочетании вышеуказанных факторов, может привести к возникновению катастрофической эколого-геодинамической ситуации.

Исходя из вышеизложенного, рассмотрим разработанную одним из авторов энергетическую модель сейсмодиформационных процессов, возникающих при длительной эксплуатации месторождений углеводородов, содержание и значение которой сводится к следующему.

Энергетическая модель формирования аномальных сейсмодиформационных процессов, возникающих при длительной эксплуатации месторождений УВ

Извлечение флюида в процессе разработки приводит к нарушению естественно сложившегося в данном районе соотношения между деформационными и сейсмическими процессами, а следовательно, к потере устойчивости системы «месторождение углеводородов — дискретная, геодинамически активная среда». Это приведет к параметрическому возбуждению (индуцированию) сейсмодиформационных процессов в резервуаре и вмещающей среде [Кузьмин, 1996; Kuzmin, 1998; Кузьмин, 1999; Жуков, Кузьмин, 2003].

В первую очередь параметрическое индуцирование затрагивает разломные зоны. В них начинают возникать и развиваться локальные геодинамические процессы. Иначе говоря, возбужденные процессами разработки месторождения региональное поле напряжений начнет совершать работу (расходовать накопленную энергию) путем геодинамической активизации зон разломов. Эта активизация может быть реализована, как было показано выше, либо в форме аномальных асейсмичных подвижек в зонах разломов, либо в форме слабой сейсмической активности.

Оценки показывают, что деформационный процесс в зоне разлома с амплитудой аномалий вертикальных движений 1—5 см (это наиболее типичный уровень движений) и шириной аномалий 1—2 км энергетически эквивалентен землетрясению 8—10 класса ($M = 3\div 4$ по шкале Рихтера).

В таком случае естественно предположить, что до тех пор, пока будут происходить подвижки по разломам или эквивалентные им по энергии сейсмические события, обширные просадки или сильные землетрясения могут не произойти, так как это энергетически не выгодно.

После того, когда будут реализованы все возможные движения в зонах разломов и исчерпает себя слабая сейсмичность, можно ожидать значительных негативных последствий в виде обширных, интенсивных просадок или сильного землетрясения.

Предлагаемая энергетическая модель развития аномальных сейсмодиформационных процессов на разрабатываемом месторождении углеводородов может быть использована для построения экспертной системы оценок риска возникновения негативных экологических и социально-экономических последствий.

Так, если знать геометрические и геофлюидодинамические параметры исследуемого резервуара, то можно оценить среднеинтегральную потенциальную энергию среды, которая может реализоваться в будущем посредством развития сейсмодиформационных процессов.

При проведении систематического геодинамического мониторинга месторождения углеводородов и смежных районов возможны оценки как выделяемой энергии, так и оставшейся (нереализованной) ее части. В этом случае по уровню оставшейся, нереализованной части энергии возможна оценка вероятности возникновения катастрофических сейсмодиформационных ситуаций с соответствующим прогнозом экологических и социально-экономических последствий.

Для успешной реализации предложенной модели необходима постановка геодинамического мониторинга объектов нефтегазового комплекса.

Геодинамический мониторинг — это система постоянных и/или непрерывных наблюдений, анализа и прогноза современного геодинамического состояния геологической среды, проводимая в рамках заданного регламента в пределах рассматриваемой природно-технической системы.

При этом под *природно-технической системой* (ПТС) понимается совокупность объектов, созданных природой и человеком и вовлеченных в единый, взаимосвязанный процесс освоения недр (недропользования).

Применительно к объектам нефтегазового комплекса, основные виды ПТС сводятся к разрабатываемым месторождениям УВ и объектам их обустройства (скважины, трубопроводные системы, резервуарный парк и др.), подземным хранилищам сырья и продуктов его переработки, магистральным нефте-газо- и продуктопроводам и т.п.

Основная цель геодинамического мониторинга — это оценка современных аномальных геодинамических (деформационных, сейсмических и флюидо-геохимических) процессов природного и техногенного происхождения с последующей оценкой риска (прогнозом) возникновения негативных (катастрофических) последствий длительной эксплуатации объектов нефтегазового комплекса.

Рассмотрим исходные принципы создания систем комплексного эколого-геодинамического мониторинга при оценке негативных экологических последствий [Кузьмин, 1999; Грицков, Киселевский, Кузьмин, 2000; Сидоров, Кузьмин, Хитров, 2000; Кузьмин, Иванов, 2002; Кармалева, Кузьмин, 2004].

Основные требования к созданию системы геодинамического мониторинга должны состоять в следующем.

1. Комплексирование методов, что отвечает различным формам и свойствам процесса подготовки и реализации аномальных сейсмодеформационных и флюидодинамических событий тектонической и техногенной природы, путем сосредоточения их в совмещенные площадные или дискретные сети (системы наблюдений).
2. Размещение измерительных комплексов с повышенной пространственно-временной детальностью наблюдений в районах с максимальной тензочувствительностью среды (в зонах активных разломов и других динамических неоднородностей среды), в районах сосредоточения техногенной нагрузки различного типа и одновременно удовлетворяющих оптимальным условиям регистрации и метрологического контроля измерений.
3. Сочетание различных форм организации измерительных систем и, в частности, методов, обладающих различной пространственно-временной детальностью измерений (например, сочетание профильных и обсерваторских геодинамических наблюдений).

Система многофункционального, иерархически построенного геодинамического мониторинга позволит:

- проводить районирование территорий по степени сейсмодформационного риска в целях более безопасного размещения объектов нефтегазового комплекса;
- осуществлять на регулярной основе долгосрочный и среднесрочный прогноз техногенных и техногенно-индуцированных землетрясений и аномальных природно-техногенных геодинамических явлений (СД-процессов в зонах асейсмичных разломов);
- выдавать рекомендации по осуществлению превентивных мер с целью уменьшения ущерба от возможных природно-техногенных катастроф и связанных с ними неблагоприятных экологических последствий.

Многокомпонентность объекта мониторинга диктует комплексный подход к организации и составу методов измерительных систем.

В этой связи результаты геодинамического мониторинга целесообразно представить в рамках четырех информационно взаимосвязанных подсистем: деформационной, геофизической, сейсмологической и флюидо-геохимической (рис. 2.10).

При этом *деформационная* подсистема включает в себя информацию о современном напряженно-деформационном состоянии, *геофизическая* подсистема содержит информацию о вариациях гравитационного, электромагнитного и других геофизических полей

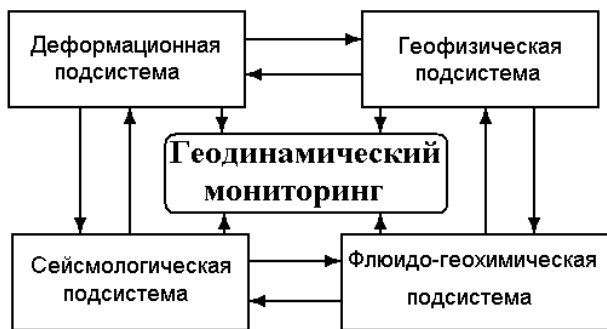


Рис. 2.10. Функциональная схема геодинамического мониторинга

(включая данные геофизических исследований скважин), *сейсмологическая* подсистема включает информацию о сейсмичности и сейсмическом (сейсмовибрационном) просвечивании разрабатываемого месторождения, *флюидо-геохимическая* отражает информацию о химическом составе и динамическом состоянии флюидных систем.

Новизна и актуальность подобного представления мониторинговой информации заключается в том, что оно отражает принципиальные свойства получаемой информации, специфические черты мониторингового подхода и позволяет отметить присущие только конкретно взятым информационным подсистемам особенности.

В этой связи на рис. 2.11 рассмотрена принципиальная схема формирования итогового (экспертного) заключения об уровне и степени геодинамической опасности исследуемых объектов.

Исходя из целей и задач проблемы геодинамической безопасности — обеспечение надежного контроля за возникновением и развитием природно-техногенных (сейсмодинамических, флюидодинамических) процессов, изучение их пространственно-временной структуры подразумевает построение системы мониторинговых наблюдений в трех масштабах — региональном, зональном и локальном.



Рис. 2.11. Схема формирования экспертной оценки геодинамической опасности

Мониторинг регионального масштаба (региональные сети наблюдений) — это исследование регионального (фонового) сейсмодинамического и флюидодинамического режима для оценки геодинамической опасности в долгосрочном плане и изучение процессов подготовки крупных сейсмических событий ($M \geq 6$). Региональный мониторинг необходим для построения адекватной модели геодинамического состояния регионов и прогнозирования возможных региональных изменений этого состояния, что может привести к неблагоприятным последствиям экологического и социально-экономического плана.

Мониторинг зонального масштаба (зональные сети наблюдений) — это исследование сейсмодинамических и флюидодинамических процессов природно-техногенного генезиса в пределах конкретных сейсмоопасных зон, зон региональных разломов, в зонах возможного возникновения техногенной и техногенно-индуцированной сейсмичности и деформаций.

Основная задача — оценка геодинамической опасности в среднесрочном масштабе времени.

Локальный мониторинг — это детальное исследование пространственно-временных геодинамических возмущений в наиболее индикаторных, локальных участках региона (активные звенья разломов, очаговые зоны, природно-технические системы).

Локальный мониторинг проводится в целях:

- оценки вероятности возникновения природно-техногенных катастроф в районах конкретных природно-технических систем и объектов;
- выявление аномальных изменений современного геодинамического состояния недр и разработка технических мероприятий по минимизации ущерба здоровью людей и экономического ущерба функционирующих природно-технических систем.

Наблюдения проводятся на компактных геодинамических группах с повышенной пространственно-временной деятельностью вплоть до непрерывных стационарных (режимных) наблюдений. Локальные сети могут использоваться в качестве охранных и передвижных сетей.

Основная задача — оценка геодинамической опасности в краткосрочном режиме.

Иными словами, предлагаемая концепция позволяет избежать статистических построений мониторинговых сетей. Обычно это касается зональных и локальных систем наблюдений.

Только в таком случае возможно осуществление целенаправленного и оперативного контроля текущей геодинамической ситуации в реальном масштабе времени.

Принципиальная методическая особенность состоит в том, чтобы на зональных и локальных полигонах применялся унифицированный комплекс методов наблюдений для получения сравнимых результатов в пределах всего исследуемого региона.

Необходимым является также обеспечение координации и синхронности наблюдений, учитывая возможность развития короткопериодных вариаций геодинамических параметров, что может привести к экстремальным проявлениям аномальных процессов с социально-экономическими и экологическими последствиями.

Система многофункционального, иерархически построенного геодинамического мониторинга позволит:

- составлять схемы районов повышенного геодинамического риска в целях более безопасного размещения природно-технических систем;
- составлять и в последующем обновлять карты детального сейсмического районирования регионов с повышенной техногенной нагрузкой;
- осуществлять на регулярной основе долгосрочную и среднесрочную оценку риска возникновения техногенных и техногенно-индуцированных землетрясений и аномальных природно-техногенных геодинамических явлений (СД-процессов в зонах асейсмичных разломов);
- выдавать рекомендации по осуществлению превентивных мер с целью уменьшения ущерба от возможных природно-техногенных катастроф и связанных с ними неблагоприятных экологических явлений.

Наблюдения на геодинамических полигонах должны проводиться с помощью системы комплексных, автономных пунктов наблюдений на базе приборов и аппаратуры, обеспечивающих высокую эффективность приема и обработки информации с применением компьютерной технологии и средств телеметрии.

Исходя из совокупности вышеуказанных факторов, оптимальным представляется следующий состав (по методам) геодинамического мониторинга нефтегазовых месторождений и ПХГ.

- Непрерывные сейсмологические наблюдения с системами телеметрических сейсмических станций для выявления и изучения сейсмической активности месторождения и ближайших окрестностей.
- Спутниковые геодезические наблюдения с системой GPS — региональный и зональный уровень (охват территории отдельного региона, наблюдения на активных разломах, в вероятных очаговых зонах сильных землетрясений) для оценки фонового и зонального геодинамического состояния среды и оценки геодинамического риска в долгосрочном и среднесрочном плане.
- Повторное нивелирование по региональным профилям (региональный уровень с охватом территории региона) для сравнительной оценки современной геодинамической активности (вертикальная компонента движений), выделение звеньев региональных разломов с проявлением аномальных сейсмодеформационных процессов и оценки риска в долгосрочном плане.
- Повторное нивелирование по зональным и локальным профилям (зональный и локальный уровень) для мониторинга современных деформационных процессов в пределах активных участков региональных разломов, в вероятных очаговых зонах землетрясений природного и техногенного генезиса с последующим выделением прогностических признаков возникновения негативных (аварийных) эколого-геодинамических ситуаций в средне- и краткосрочном плане.
- Повторные, высокоточные гравиметрические наблюдения по региональным профилям (региональный уровень с охватом территории исследуемого региона) для выявления пространственно-временных особенностей вариаций силы тяжести во времени и сравнения с региональным напряженно-деформационным состоянием геологической среды.

- Повторные высокоточные гравиметрические наблюдения (зональный и локальный уровень) для выработки возможных прогностических признаков возникновения негативных эколого-геодинамических ситуаций в средне- и краткосрочном плане.
- Флюидо-геохимические наблюдения в масштабе исследуемого месторождения и/или ПХГ, в районах проявления аномальных сейсмодеформационных процессов тектонической и техногенной природы для оценки вариаций динамического и фазового состояния флюида в резервуаре.
- Систематическое проведение дистанционных исследований (в том числе ИК-тепловой съемки) для оценки состояния и изменения экосистем, их связей с поверхностными сейсмодеформационными явлениями и прогнозированием возможного негативного воздействия техногенной флюидодинамики в районах размещения особо ответственных и экологически опасных объектов.

Геодинамический мониторинг магистральных трубопроводов может быть осуществлен в трех вариантах.

В рамках *первого варианта* проводятся повторные геодезические (наземные и/или космические) наблюдения в зонах современных активных разломов.

Второй вариант мониторинга линейной части трубопроводных систем осуществляется путем регистрации напряженно-деформированного состояния участков самой трубы, проложенной в зонах разломов с аномальной деформационной активностью, с последующей оценкой геодинамической составляющей аномального состояния трубопровода, в тех случаях, когда необходимо разделить *природную* и *техногенную* причины аномального поведения трубопровода.

В *третьем варианте* мониторинг проводится с помощью локальных наклономерно-деформографических систем, расположенных в наиболее активных местах геологической среды.

Особым образом обстоит ситуация с проведение геодинамического мониторинга шельфовых месторождений. В этом случае, наряду с локальной сейсмической сетью (как наземной, так и донной), необходима установка береговых высокочувствительных наклономерно-деформографических систем для контроля деформационных процессов, индуцированных разработкой месторождения.

В настоящее время существует лишь несколько нефтегазовых месторождений, на которых были поставлены целенаправленные, мониторинговые исследования сейсмодетформационных процессов техногенной и техногенно-индуцированной природы, на основе которых возможны прогнозные оценки геодинамической опасности.

В первую очередь следует отметить фундаментальную программу по геодинамическому мониторингу нефтяного месторождения Тенгиз, которая реализовывалась Министерством нефтяной промышленности СССР в период с 1988 по 1992 гг. и была свернута после распада СССР.

В рамках этой программы на территории месторождения были организованы комплексные геодезические, геофизические, флюидо-геохимические, сейсмологические и т.д. наблюдения, которые гармонично сочетали профильные и стационарные (обсерваторские) виды наблюдений. В результате реализации этой программы, впервые в мировой практике, была заложена полигонная система измерений и проведены исходные (фоновые) измерения еще до начала активной разработки месторождения.

Как показали первые наблюдения, уже на начальной стадии разработки данного месторождения проявились суперинтенсивные деформационные процессы в зонах разломов. На рис. 2.12 показаны результаты трех циклов повторных нивелирований, совмещенных с геолого-геофизическим разрезом верхних слоев земной коры.

Как следует из приведенных данных, в период между двумя повторными наблюдениями (1988—1989 гг.) значимых изменений вертикальных смещений земной поверхности не отмечено. Однако спустя год, в период с 1989 по 1990 гг. происходит резкая дифференциация распределения смещений вдоль профиля. Отчетливо фиксируется ряд аномалий типа γ , которые приурочены к зонам разломов, причем одна из них достигает амплитуды около 60 мм и является ярким примером СД-процессов.

Примечательно, что рядом с этой аномалией расположена глубокая (около 5000 м) скважина, при строительстве которой были неоднократно отмечены осложнения различного типа [Кузьмин, Поликарпов, 2002].

Другим примером детальных и комплексных мониторинговых исследований по оценке геодинамического риска эксплуатируемых месторождений УВ являются работы на Ромашкинском нефтяном

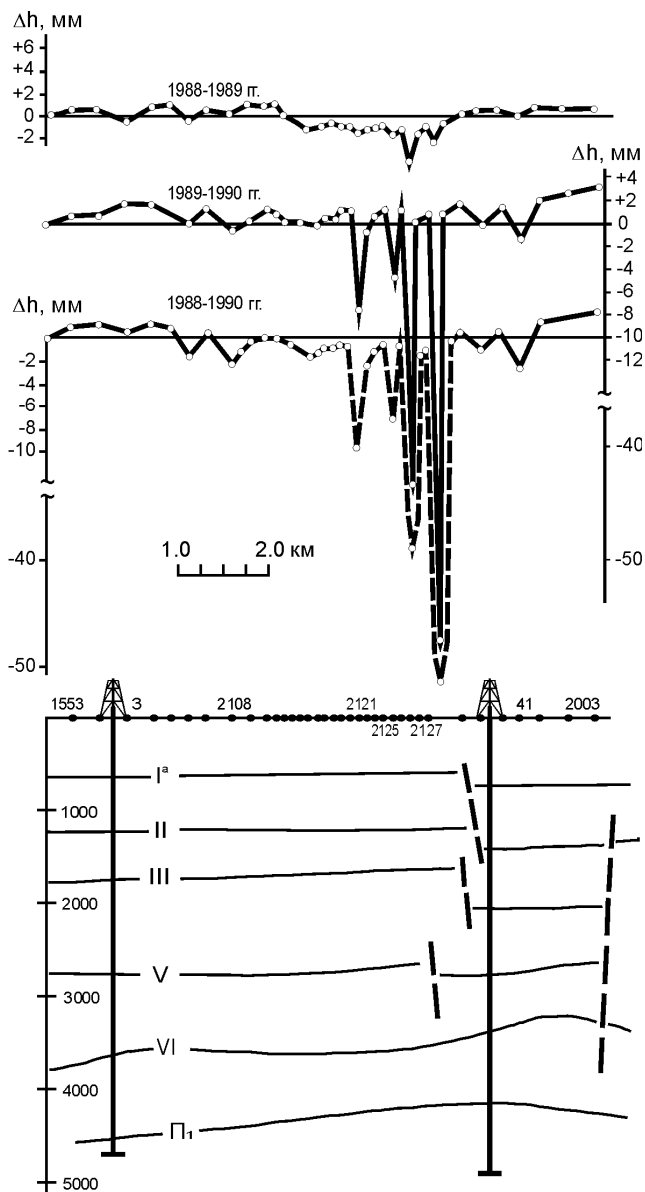


Рис. 2.12. Данные повторных нивелирований за 1988—1990 гг. на месторождении Тенгиз (Казахстан)

месторождении, которые проводились НПЦ «Экогеоцентр» (в настоящее время НПЦ «Геодинамика и экология») в рамках договора с компанией «Татнефть».

Были проведены многократные повторные нивелирные, гравиметрические и геохимические наблюдения. Кроме того, при анализе и интерпретации наблюдений использовались материалы локальной сейсмической сети.

Ромашкинское месторождение имеет длительную историю эксплуатации и поэтому мониторинговые наблюдения, проводимые с начала 1990-х годов, не зафиксировали уровень фоновых (не техногенных) процессов.

Вместе с тем, как следует из рис. 2.13, суперинтенсивные деформационные процессы (аномалии типа γ) природно-техногенного генезиса имеют место и на этом объекте.

Характерно, что и здесь наиболее контрастные локальные проседания земной поверхности происходят в окрестности куста скважин, что подчеркивает их техногенно-индуцированное происхождение.

2.4. Современный активный (опасный) разлом и новые представления о геодинамическом риске

Обнаружение фактора СД в зонах платформенных, асейсмичных разломов приводит к коренному пересмотру представлений о природе современных движений земной коры платформенных регионов. Так, например, находит свое естественное объяснение «парадокс больших скоростей» современных движений земной поверхности на платформах по сравнению со скоростями предыдущих геологических эпох.

Некоторые исследователи [Никонов 1977], пытаясь трактовать многочисленные факты СД платформенных разломов, обнаруженные в нефтегазоносных и флюидодинамически активных областях, считают, что их нельзя отождествлять с тектоническими, так как они могут быть обусловлены интенсивной добычей полезных ископаемых.

С этими утверждениями трудно согласиться по целому ряду причин.

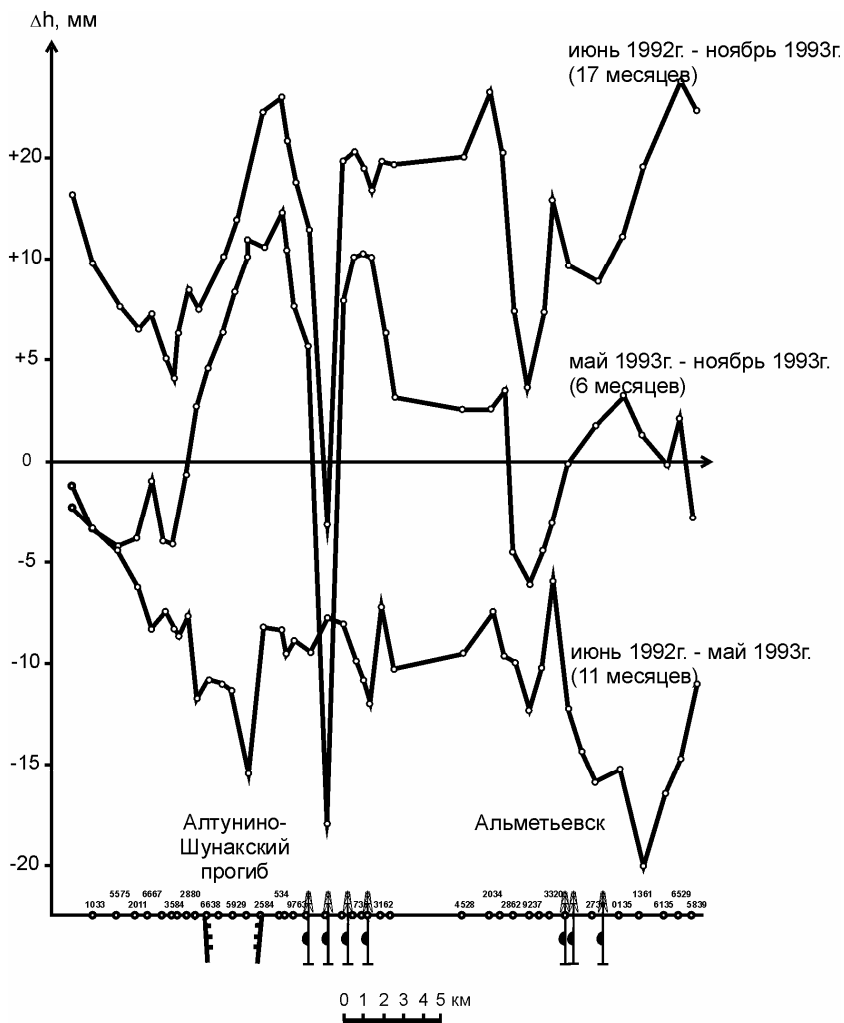


Рис. 2.13 Современные вертикальные движения земной поверхности вдоль одного из нивелирных профилей на Ромашкинском месторождении нефти

- Во-первых, выявленные типы СД соответствуют региональным схемам напряженного состояния земной коры.
- Во-вторых, имеют место многочисленные случаи СД, полученные в зонах разломов, не относящихся к нефтегазовым.

- В-третьих, согласно существующей традиции название движений происходит от названия сил, которые производят работу при их возникновении. Выше отмечалось, что энергетику СД-процессов обеспечивают тектонические силы.

В этой связи явление современных суперинтенсивных деформаций (СД) в зонах платформенных, асейсмичных разломов следует отнести к **новому классу тектонических движений — параметрически индуцированных тектонических движений** (Кузьмин 1999; 2000; 2002; 2002эл).

При регламентировании геодинамической опасности и геодинамического риска различных объектов недропользования ключевым элементом является понятие **активный разлом**.

Существует большое количество различных определений этого понятия. В фундаментальном обзоре [Никонов, 1995] приводится множество различных формулировок, которые были даны понятию *активный разлом* в разных странах и учеными различных специальностей (геологи, геофизики, сейсмологи и т.д.).

Как правило, в этих определениях под активностью разломов понимается «повторное оживление» в течение последних 1—2 млн лет или просто активизация за этот же интервал времени. Этому мнению придерживается ряд специалистов из России, США, Китая и Японии.

Несколько особняком стоит определение, данное группой российских ученых [Несмеянов, Ларина, Латынина, 1992], которые активными считают современные (в отличие от четвертичных и новейших) разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально геофизическими или геодезическими методами или документально при составлении разновременных карт, исторических материалов и т.п.

Примечательно, что во всех случаях речь идет только об активизации разлома по отношению к выбранному периоду времени и совершенно не затрагивается определение интенсивности движений по разлому.

А.А. Никонов в своем определении успешно восполнил этот пробел и ввел понятие *активный разлом* как «такое дизъюнктивное тектоническое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и/или в недрах, которое несет признаки *направленного*

(курсив — авторов) перемещения разделяемых им блоков (крыльев) в течение последних сотен тысяч лет на величину не менее 0,5—1,0 м на базе (поперек нарушения) не более 0,5—1,0 км, т. е. со средне-расчетной скоростью не менее сотен долей мм/год».

Это определение следует признать справедливым и каноническим для той части геодинамики разломов, которую можно считать эндогенной или унаследованной. Речь в данном определении идет об однонаправленном, сдвиговом перемещении смежных объемов среды (блоков) вдоль зон разломов под воздействием меняющегося во времени поля региональных напряжений.

Необходимо отметить, что в настоящее время имеет место серьезное противоречие между существующими представлениями о морфолого-генетических типах разломов и базовыми понятиями механики разрушения.

В подавляющем большинстве работ по структурной геологии и разломной тектонике кинематика движений в разломных зонах представлена сдвиговыми перемещениями. Согласно традиционной классификации разломов они, в зависимости от характера относительного смещения крыльев и угла падения плоскости сместителя, делятся на сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и переходные формы (сбросо-сдвиги, сдвиго-сбросы и т.п.).

В англоязычной литературе, в соответствии с теорией разломообразования Андерсона [Теркот, Шуберт, 1985], выделяются всего три типа разломов: сбросы (normal faults), сдвиги (strike-slip faults) и надвиги (reverse faults). Естественно, что все перечисленные типы разломов относятся к чисто сдвиговым перемещениям бортов.

Вместе с тем в механике разрушения существуют три основных механизма трещинообразования: отрыв, продольный сдвиг и поперечный сдвиг (антиплоская деформация). То есть имеет место два типа (механизма) разрушения: отрыв и сдвиг.

Таким образом, становится очевидно, что в традиционной классификации разломов отрывной тип трещинообразования попросту отсутствует.

Однако еще в 1954 г. [Гзовский, 1975] была предложена физико-генетическая классификация разрывных нарушений, которая базировалась на двух основных механизмах разрушения твердых тел (включая геоматериалы): отрыв и скалывание. В этой класси-

фикации выделен новый класс разломов — раздвиги, которые образуются трещинами отрыва, возникающими при активизации растягивающих усилий.

В дальнейшем этот подход был развит С.И. Шерманом (1977), который дополнил классификацию путем учета местоположения источника возмущений в литосфере.

Очевидно, что следует различать *механизм* формирования определенного типа разлома и *кинматику* (морфологию) разрывного смещения. Так, например, и раздвиги, и сбросы могут быть сформированы в рамках единого механизма — активизации субгоризонтальных растягивающих напряжений.

К настоящему времени сложилась ситуация, когда большинство специалистов в области разломной тектоники допускают отрывной характер разрушения горных пород, но для описания кинматики смещения по образованному разрыву используют в основном сдвиговое перемещение. Раздвиговой тип перемещения в разломной зоне обычно не рассматривается.

Это во многом объяснимо, так как основные методы, которыми изучают разломы (дистанционные, бурение, разведочная геофизика), намного легче и естественнее выявляют сдвиговые перемещения смежных объемов среды (блоков) вдоль границ разрывных нарушений.

Действительно, дистанционные методы наиболее адекватно отражают горизонтальные сдвиговые перемещения на земной поверхности. Выделяемые этими методами линеаменты различного ранга, как правило, отождествляются со сдвигами, хотя прямые (визуальные) доказательства такой трактовки отсутствуют.

Данные бурения и геофизической разведки позволяют эффективно выявлять только вертикальные сдвиговые перемещения блоков фундамента, геологических границ и т.п.

В этой ситуации наиболее прямыми «индикаторами» отрывных разрывных перемещений будут либо горизонтальные раздвиги зияющих трещин, либо локальные просадки земной поверхности, выявляемые повторными геодезическими измерениями и обусловленные оседанием весомой толщи пород при активизации вертикальных трещин отрыва.

Как уже отмечалось выше, современная геодинамика асейсмичных разломов носит короткопериодический, знакопеременный

и/или пульсирующий характер и не сводится к сдвиговым перемещениям бортов.

В этой связи под *современным активным разломом понимается такая разломная зона, в которой происходят современные короткопериодические (первые месяцы и годы), пульсационные и/или знакопеременные деформации (СД-процессы) со скоростями не менее 10^{-5} в год* [Кузьмин, 1999; 2000б; 2002б].

Таким образом, при оценке геодинамической опасности объектов недропользования следует иметь в виду, что наибольшее, негативное воздействие на них будут оказывать именно СД-процессы, так как последние достигают аномально высоких деформаций, соизмеримых с порогом разрушения, за сравнительно короткое время (соизмеримое с периодом эксплуатации объектов). Следовательно, регламентирующие документы должны использовать понятие *современного активного разлома*.

Примечательно, что именно эти представления о современной активности разломов (СД-процессов) легли в основу базовых положений нормативного документа **Строительные Правила (СП 11-104-97) «Инженерно-геодезические изыскания для строительства»** (п. 10 — 64, 10 — 67), касающегося инженерно-геодезических изысканий в период строительства, эксплуатации и ликвидации зданий и сооружений (п. 9), регламентирующего геодезические наблюдения за деформациями земной поверхности в районах развития опасных природных и техноприродных процессов (п. 10), а также в районах современных разрывных тектонических смещений (п. 10 — 64, 10 — 65, 10 — 67). Показательно, что в п. 10 — 67 приведены характеристики современных разрывных смещений, которые взяты из работы [Кузьмин, 1996].

Аналогичный подход использован в «Критериях оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия» (раздел «изменения геологической среды»), введенных в действие Министерством охраны окружающей среды и природных ресурсов РФ в 1992 г.

В этих документах, для формулировки критериев опасности, используются представления о скорости деформации в зоне *современного активного разлома*, длительности эксплуатации объектов и уровня пороговых (**опасных**) деформаций, указанных в СНиП

2.01.09-91, СНиП 2.02.01-83. Отсюда следует, что необходимо различать понятия «активный разлом» и «опасный разлом».

«Активный разлом» характеризуется наличием аномальных, по сравнению с регулярными (фоновыми) движений. Эти аномальные движения могут и не являться **опасными**, а следовательно, не быть объектом геодинамического риска. «Современный активный разлом», как следует из вышеизложенного, являет собой зону проявления именно **опасных** смещений.

В этом смысле **современный активный разлом** следует определить как **опасный разлом**.

В работах [Кузьмин, 1999; 2000; 2001; 2002] предложена количественная основа для оценки геодинамической опасности, геодинамического риска, а также периода безопасного функционирования объектов, расположенных в зонах современных активных разломов.

Согласно этим представлениям, **геодинамическую опасность можно определить как факт подверженности определенной территории воздействию опасного явления природы — СД-процессов, которые при определенных обстоятельствах могут привести к тяжелым последствиям для человека и среды его обитания**. Далее, полагая, что *риск есть математическое ожидание ущерба* [Бедеров, Кузьмин, 1997], можно определить и понятие «геодинамический риск».

Геодинамический риск — это вероятность появления современных СД-процессов, способных к выводу объекта риска из режима нормального функционирования, который сопровождается материальным ущербом [Кузьмин, 1999].

Глава 3

ЗАДАЧИ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ НЕДР

3.1. ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ
ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
СОВРЕМЕННЫХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

3.2. КРИТЕРИИ ПОДОБИЯ
ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ДИНАМИКИ
ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

В связи с недоступностью недр для прямого изучения происходящих в них процессов обычно используется метод физического моделирования. Основными требованиями при этом являются:

- соблюдение принципов подобия модельного и реального материалов;
- выделение и моделирование основных черт исследуемого процесса.

Ниже будут рассмотрены основные задачи, стоящие перед физическим моделированием современных геодинамических процессов, и основные принципы подобия используемых при этом материалов.

3.1. Основные задачи физического моделирования современных геодинамических процессов

Современная аномальная геодинамика недр и вариации физических свойств горных пород являются взаимосвязанными и взаимообусловленными процессами. Поэтому общими для них оказываются и основные задачи физического (лабораторного) моделирования.

Как было показано выше, на геологическую среду во время проведения измерений оказывают эндогенные и экзогенные, квазистатические и динамические нагрузки. В зонах разломов постоянно присутствуют и перемещаются водные растворы, природные газы. Взаимодействие и результирующее влияние всех этих факторов наиболее заметно проявляется в зонах разломов в форме кратковременных изменений жесткостных (прочностных) и деформационных параметров горных пород в локальных объемах.

Квазистатический характер региональных напряжений и параметрический характер возникающих аномалий в зонах разломов определяют проведение исследований изменений физических параметров горных пород в условиях квазистатических нагрузок, как в атмосферных условиях, что характерно для приповерхностных условий и малых глубин залегания пород, так и в условиях всесто-

ронного сжатия, что более адекватно отражает условия залегания пород на больших глубинах.

Такое многообразие воздействий затрудняет комплексную интерпретацию данных и особенно исследование влияния каждого из действующих факторов. В этой связи моделирование в лабораторных условиях позволяет эффективно провести целенаправленные исследования, моделируя воздействие того или иного фактора, подбирая наиболее адекватные условия, отвечающие протеканию современных геодинамических процессов в различных условиях.

Разрабатываемые месторождения углеводородов и работающие ПХГ необходимо рассматривать как открытую динамическую систему, развитие которой во времени, при определенном сочетании геолого-геофизических и технологических факторов, может привести к возникновению катастрофической эколого-геодинамической ситуации.

Это побудило авторов провести специальные лабораторные работы по моделированию условий разработки месторождений углеводородов — экспериментальные исследования динамики физических свойств пород коллекторов при моделировании различных вариантов изменения пластового и эффективного давлений.

Одним из важнейших элементов оценки геодинамического риска особо ответственных и экологически опасных объектов является геодинамический мониторинг аномальных сейсмодеоформационных процессов. Обоснование состава, конфигурации измерительных систем и периодичности наблюдений при мониторинге также можно определять исходя из результатов физического моделирования этих процессов. Это обстоятельство обусловило необходимость проведения длительных лабораторных экспериментов на образцах горных пород в ситуациях, моделирующих реально действующие нагрузки и имитацию расположения датчиков на образцах, адекватных измерительным системам, используемым на полигонах.

Исходя из вышесказанного, авторами решались следующие задачи:

- *изучение динамики физических свойств образцов горных пород при постоянном одноосном сжатии в атмосферных условиях;*
- *изучение динамики физических свойств образцов горных пород при изменении нагрузки в условиях постоянного всестороннего сжатия;*
- *исследование влияния изменений порового давления на физические свойства образцов горных пород.*

3.2. Критерии подобия при моделировании динамики физических свойств образцов горных пород

В связи с трудностью проведения натуральных измерений динамики физических свойств горных пород, залегающих на глубинах, где в основном происходит активизация геодинамических процессов и накапливаются значительные напряжения, обычно предпринимаются попытки моделирования глубинных условий в лабораторных исследованиях с соблюдением критериев подобия натуральных и модельных характеристик.

Известны работы целого ряда исследователей [Люстих, 1949; Назаров, 1965; Розовский, 1969; Бабичев, 1982; Шерман, 1977; 1984] по теории подобия в экспериментах, моделирующих геодинамические процессы.

Наиболее полная сводка соотношений между множителями подобия различных параметров механического процесса, моделирующего геологические природные процессы, приводится в работе [М.В. Гзовский, 1975]. Множители подобия, выведенные им, удовлетворяли уравнениям равновесия и движения, учитывали явления релаксации и трещинообразования. Были перечислены все условия подобия величин, влияющих на развитие упругих и пластических деформаций и процессы образования разрывов (трещин).

$$C_G = C_p C_g C_t, \quad (3.1)$$

$$C_\eta = C_G C_t, \quad (3.2)$$

$$C_u = C_G C_t^3, \quad (3.3)$$

где C_G — множитель подобия модуля упругости модели и объекта; C_p — множитель подобия плотности модели и объекта; C_g — множитель подобия ускорений силы тяжести модели и объекта; C_t — множитель подобия времени модели и объекта; C_η — множитель подобия вязкости модели и объекта; C_u — множитель подобия энергии модели и объекта; C_l — множитель подобия размеров модели и объекта.

Так как удовлетворить их все, подобрав нужным образом характеристики модельного материала, практически невозможно, то М.В. Гзовский сделал вывод, что почти во всех опытах горные по-

роды, слагающие моделируемые объекты, не могут быть использованы для изготовления моделей. Хотя для моделирования некоторых механических процессов (моделирование процессов хрупкого разрушения) горные породы, по его мнению, могли использоваться.

В то же время многие исследователи [Гзовский, 1975; Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003; Смирнов, Пономарев, Сергеева, 2001; Шерман, 1984] считают, что можно, используя принцип раздельного моделирования, изучать отдельные стороны деформационных процессов, подбирая параметры экспериментов, наилучшим образом удовлетворяющие физической сути исследуемых процессов. При этом должны соблюдаться множители подобия наиболее важных параметров, а множители подобия малозначимых характеристик могут отличаться от строго необходимых значений.

Наряду с этим в последнее время развиваются представления о том, что можно предположить соответствие процессов, протекающих в образцах горных пород и модельных материалов, процессам, протекающим в массивах горных пород. Это подтверждает ряд публикаций о самоподобии строения горных пород и сейсмичности [Садовский, Болховитинов, Писаренко, 1982; 1987; Садовский и др., 1984; Дискретные..., 1989; Mandelbrot, 1982; Halsey et al., 1986; Hirata, 1989].

Следует также отметить, что понятия синергетики и самоорганизации, применяемые для описания процессов взаимодействия трещин и разрывов и коллективных эффектов в сейсмологии [Соболев, Тюпкин, 2000; Bowman et al., 1998; Keilis-Borok, 1990; Sorgette, Sammis, 1995], не противоречат подобию процессов деформирования и подготовки разрушения горных пород на разных пространственно-временных масштабах.

При исследованиях в лабораторных условиях масштабного фактора на горных породах К. Могі (1988) пришел к выводу, что влияние размеров образцов горных пород на их прочность незначительно. В работе [McClintok, 1976] также приводятся сведения о малости масштабного фактора при пластических деформациях.

В данной работе процессы деформирования и подготовки разрушения горных пород исследуются при двух физически разных условиях.

Первое физическое условие: рост нагрузки на образцы в течение короткого времени позволяет не учитывать процессы, зависящие от инерционных сил и силы тяжести. В этом случае условия подобия принимают вид:

$$C_{\eta} = C_G = C_d C_l, \quad (3.4)$$

где C_{η} — множитель подобия вязкости модели и объекта; C_G — множитель подобия модуля упругости модели и объекта; C_d — множитель подобия удельного веса модели и объекта; C_l — множитель подобия размеров модели и объекта.

Исходя из теории размерности и преобразуя предыдущее условие подобия, можно записать уравнение подобия:

$$\frac{E_n}{\rho_n g_n l_n} = \frac{E_m}{\rho_m g_m l_m}, \quad (3.5)$$

где E — модуль Юнга; ρ — плотность; g — ускорение свободного падения; l — характерный размер; параметры с индексом n относятся к натурным объектам, а с индексом m — к модели.

В случае использования образцов горных пород в качестве модельного материала, при равенстве плотностей, модуля Юнга и ускорения свободного падения получим различия только в размерах.

В данной работе главным является не моделирование региональных или глобальных тектонических процессов, а *изучение изменений физических свойств самого материала горных пород при различных напряженно-деформированных состояниях, соответствующих современному аномальному геодинамическому состоянию недр*. Перенос выявляемых закономерностей динамики физических свойств на более высокий пространственный уровень будет определяться принципами самоподобия строения горных пород, а также понятиями синергетики и самоорганизации.

Второе физическое условие: длительное воздействие постоянной нагрузки относится к реологическим испытаниям образцов. В этом случае, изучая медленно развивающиеся деформации, можно пренебречь действием инерционных сил и силы тяжести, и тогда по М.В. Гзовскому (1975) общие условия подобия будут иметь вид:

$$C_{\eta} = C_{\tau} C_t, \quad (3.6)$$

где C_{η} — множитель подобия вязкости модели и объекта; C_{τ} — множитель подобия касательных напряжений модели и объекта; C_t — множитель подобия времени модели и объекта.

Величина множителя C_t может быть любой, так как при опытах подобного типа он не оказывает влияния на остальные множители подобия. Единственное ограничение в том, что множитель

подобия прочностей C_p должен быть равен множителю подобия напряжений C_τ . Это условие позволяет считать в механическом отношении подобными процессы формирования крупных и мелких природных складок и разрывов, образовавшихся в течение одинаковых промежутков времени [Гзовский, 1975]. В то же время М.В. Гзовский указывает, что изучение разрывов на моделях из горных пород *невозможно*. Он связывает это с тем, что, воспроизводя пластические деформации и разрывы, развивающиеся в земной коре, мы во много раз сокращаем длительность процесса.

Для сложных геологических систем, в соответствии с требованиями теории подобия, должны быть обеспечены следующие условия:

- пропорциональность формы и размеров (геометрическое подобие);
- пропорциональность скорости, ускорения и направления движений тел (кинематическое подобие);
- пропорциональность движений и сил (динамическое подобие);
- пропорциональность движений между массами (материальное подобие);
- пропорциональность друг другу всех физических величин, характеризующих физико-химические процессы.

Наиболее известны эксперименты по моделированию геологических процессов образования разломов, которые проводил С.И. Шерман с коллегами [Шерман, Борняков, Буддо, 1983; Саньков, 1989], и эксперименты по моделированию процессов подготовки землетрясений и их предвестников Г.А.Соболева с коллегами [Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003 и др.].

В основе моделирования С.И. Шерманом геологических процессов лежит формирование разрывов при деформировании упруговязкой среды. Главным при этом является вязкость, менее существенны скорость деформирования, продолжительность опыта, степень деформации. При таком подходе уравнение подобия будет иметь вид

$$\frac{\eta}{\rho g H t \varepsilon} = \text{const}, \quad (3.7)$$

где η — вязкость; ρ — плотность; H — толщина деформируемого объема; t — продолжительность процесса; g — ускорение свобод-

ного падения; ε — деформация. В основе этого выражения лежит представление о том, что напряжения создаются весом пород.

В нашем случае напряжения создаются нагружающим устройством — прессом. В связи с этим значения плотности ρ , ускорения свободного падения g и толщины деформируемого объема H модельного материала не имеют существенного значения, так как их роль будет выполнять пресс, а основными параметрами становятся деформация ε , вязкость η материала и t — продолжительность процесса.

При использовании в качестве модельного материала горных пород большое значение приобретает произведение двух величин: длительности процесса t и уровня деформации ε . В природных условиях время подготовки небольших разрывов имеет значение примерно 10—1000 сут, а деформации достигают величин порядка 10^{-3} — 10^{-4} . Такие же значения времени и деформации отмечаются и в длительных экспериментах, результаты которых будут представлены далее. В этом случае произведение $\varepsilon \cdot t$ будет идентичным для натуральных и модельных объектов. Реологические свойства (вязкость) природных и модельных материалов, в случае экспериментов с образцами горных пород, не имеют существенного различия при одинаковой длительности воздействий.

Таким образом, выполняется вся совокупность условий подобия, так как цель данной работы сводится не к моделированию «медленных» геодинамических процессов, связанных с развитием тектонических складок, образованием разломов за геологический интервал времени и т.д., а к моделированию современных геодинамических процессов в реальном масштабе времени.

Это же условие подобия (3.6) в виде выражения

$$\frac{\eta}{\eta_m} = \frac{\sigma}{\sigma_m} \frac{t}{t_m} \quad (3.8)$$

использовалось и в экспериментах по разрушению горных пород с применением обратной связи [Смирнов, Пономарев, Сергеева, 2001; Соболев, Пономарев, 2003].

В экспериментах с обратной связью скорость нагружения образцов уменьшалась по мере увеличения текущей акустической эмиссии, что позволило растянуть формирование макроразрыва образца на десятки и сотни минут и обойти выполнение критерия подобия по времени.

В проведенных авторами данной работы длительных экспериментах с постоянной нагрузкой скорость деформирования образцов, как это будет показано далее в соответствующих разделах, не оставалась неизменной. Она претерпевала существенные изменения, что было обусловлено соответствующими изменениями внутренних параметров образца. Таким образом, образец горной породы выступал так же, как и геологическая среда, в качестве саморегулирующейся системы.

При этом процесс формирования аномального напряженно-деформированного состояния подготовки и динамики макроразрыва образца, на данном масштабном уровне, занимал время, соизмеримое с современными аномальными геодинамическими процессами в зонах разломов, и, таким образом, соблюдался критерий подобия по времени ($C_t = 1$). Так как напряжения, прикладываемые к образцу, тоже были соизмеримы с природными напряжениями ($C_\tau = 1$), то и характерная вязкость модельного материала должна быть соизмерима с вязкостью горных пород ($C_\eta = 1$). Таким образом, выполняется условие подобия (3.6) или (3.8), что и позволило использовать горные породы в качестве модельного материала при моделировании современных геодинамических процессов.

Сформулированные выше основные задачи экспериментального изучения в лабораторных условиях динамики физических свойств горных пород при активизации современных геодинамических процессов сводятся к следующим двум видам физического моделирования:

- моделирование роста нагрузки на горные породы в течение короткого времени, что позволяет не учитывать процессы, зависящие от инерционных сил и силы тяжести;
- моделирование длительного действия постоянной нагрузки, что позволяет, изучая медленно развивающиеся деформации, пренебречь действием инерционных сил и силы тяжести и выполнить условие равенства длительности процессов в модельных и натуральных условиях.

Учитывая явления самоподобия строения горных пород и рассмотрев условия подобия при моделировании этих процессов, можно сделать вывод, что для изучения изменений физических свойств материала горных пород при моделировании конкретных схем напряженно-деформированного состояния *необходимо и достаточно использование горных пород в качестве адекватного модельного материала.*

Глава 4

МОДЕЛИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ ПОСТОЯННОГО ОДНООСНОГО СЖАТИЯ

4.1. СООТНОШЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ
И ИНТЕГРАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ
ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

4.2. КОМПЛЕКСНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ
ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОБРАЗЦОВ
ПРИ ДЛИТЕЛЬНОМ СЖАТИИ

Как показывает анализ современных геодинамических процессов, геологическая среда испытывает воздействие квазистатических нагрузок, создаваемых глобальными и региональными полями напряжений. Зоны разломов играют определяющую роль в формировании современной аномальной геодинамики недр, так как именно в этих зонах присутствуют и активно перемещаются поровые флюиды и проявляются кратковременные изменения деформационно-прочностных параметров горных пород в локальных объемах.

Анализ сейсмических процессов также показывает, что при землетрясении разрыв останавливается внутри земной коры, а не приводит к разрушению всей Земли или хотя бы крупного региона в целом. В работе Б.В. Кострова и В.Н. Фридмана (1975) делается вывод о том, что при постоянной нагрузке увеличение размера трещин приводит к уменьшению силы, движущей трещину, и развитие трещины останавливается. Все это указывает на подобие развития сейсмического разрыва в природе и трещин в образце в условиях квазистатических напряжений.

Отметим также, что вывод механики разрушения о том, что разрушение статистически неоднородных материалов при длительных (квазистатических) нагрузках происходит вследствие роста числа и размеров трещинообразных дефектов [Мячкин, Костров, Соболев, Шамина, 1975], позволил создать модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) при описании подготовки тектонического землетрясения.

Все это приводит к необходимости *изучения динамики физических свойств образцов пород при постоянном одноосном сжатии в атмосферных условиях.*

В данной главе будут рассмотрены результаты экспериментальных исследований процессов, сопровождающих деформирование образцов горных пород, моделирующих массивы горных пород и зоны разломов, при квазистатическом длительно действующем одноосном сжатии.

4.1. Соотношение локальных и интегральных деформаций образцов горных пород

Для выявления различий в характере деформирования ненарушенных массивов и зон тектонических нарушений проводились испытания двух видов образцов. Первые — это цельные образцы с исходной трещиноватостью, вторые — ослабленные образцы, т.е. образцы, которые были предварительно подвергнуты сжатию и в них уже была сформирована система трещин при нагрузках, близких к разрушающим.

Для создания нагрузки во время длительных испытаний были использованы установки моделирования геологических процессов (УМГПМ) на базе модернизированных гидравлических прессов П-250 [Жуков, Каррыев, Сердюков, Емельянов, 1992]. Они были оснащены верхней полусферой, позволяющей верхней плите прессы наклоняться, дополнительными электроконтактными манометрами, дистанционным пультом автоматической регистрации контроля и поддержания давления. Осуществление модернизации позволило поддерживать нагрузку с точностью 5 % от заданного уровня.

Последовательно с образцом обычно помещался динамометр с наклеенными на него тензодатчиками. Параллельно с одной из боковых граней образца устанавливался измеритель перемещений часового типа с ценой деления 0,001 мм. Это позволило регистрировать прикладываемую к образцу нагрузку и его продольную деформацию.

Эксперименты проводились на образцах кубической формы с ребром 10 см, изготовленных из монолитных блоков карбонатных пород. Для сопоставления общих и локальных деформаций дополнительно регистрировали локальные деформации с помощью тензорезисторов, наклеенных в виде нескольких розеток на одну из боковых граней образцов.

В каждой из розеток содержалось по три тензодатчика, ориентированных под углами 0, 45 и 90 градусов, либо 0, 120 и 240 градусов к оси приложения нагрузки. Каждая розетка позволяла контролировать деформацию локального участка площадью примерно 2,5—4 см². Частота опросов тензодатчиков составляла 5—6 раз в

сутки. Такая сеть тензодатчиков, имитирующая локальные геодезические сети геодинамических полигонов, позволяла регистрировать изменения во времени главных деформаций ε_{\max} и ε_{\min} , а также ряда других инвариантов тензора деформации. В частности, вычислялась депланация $I = \varepsilon_{\max} + \varepsilon_{\min}$, отражающая изменение площади поверхности локальных участков, а также параметр $\mu = \varepsilon_{\min}/\varepsilon_{\max}$ (аналог коэффициента Пуассона), отражающий процесс трещинообразования в образце. Точность определения локальных деформаций ε_i была не хуже $5 \cdot 10^{-5}$, значений I — $7 \cdot 10^{-5}$, значений φ — 1—2 градуса.

По данным о деформации каждого тензорезистора, зарегистрированным в виде числа A_i ($i = 1, 2, 3, \dots$) и известным значениям A_0 , полученным в начале эксперимента, когда образец еще не был нагружен, определяли значение измеренной деформации: $\varepsilon_i = (A_i - A_0) K \cdot 5 \cdot 10^{-5}$, где $5 \cdot 10^{-5}$ — цена одной условной единицы относительной деформации, измеренной ЦТМ-5, K — коэффициент тензочувствительности используемых тензодатчиков. Полученные значения $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3, \dots, \varepsilon_i$ заносились в таблицу, а затем по ним вычислялись значения инвариантов тензора деформации [Пригоровский, 1983; Тимошенко, Гудьер, 1975; Хан, 1988].

$$\varepsilon_{\max} = 0,5(\varepsilon_x + \varepsilon_y) + 0,5((\varepsilon_x + \varepsilon_y)^2 + (2\varepsilon_x - (\varepsilon_x + \varepsilon_y))^2)^{0,5}; \quad (4.1)$$

$$\varepsilon_{\min} = 0,5(\varepsilon_x + \varepsilon_y) - 0,5((\varepsilon_x + \varepsilon_y)^2 + (2\varepsilon_x - (\varepsilon_x + \varepsilon_y))^2)^{0,5}; \quad (4.2)$$

$$I = \varepsilon_{\max} + \varepsilon_{\min}; \quad \mu = \varepsilon_{\min} / \varepsilon_{\max}; \quad (4.3)$$

$$\operatorname{tg} \varphi = 0,5 \operatorname{arctg} (2\varepsilon_z - (\varepsilon_x + \varepsilon_y) / (\varepsilon_x - \varepsilon_y)), \quad (4.4)$$

где $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$ — значения деформации тензодатчиков в одной розетке, ориентированных горизонтально, вертикально и под углом в 45° ; ε_{\max} — главная максимальная деформация (обычно сжатие); ε_{\min} — главная минимальная деформация (обычно растяжение); I — депланация или изменение площади поверхности; μ — аналог коэффициента Пуассона; φ — угол поворота главных осей деформации.

Один из экспериментов (эксперимент 7) на образце плотного мелкокристаллического известняка продолжался пять месяцев, в течение которых величина квазистатического сжатия поддерживалась на уровне 0,7—0,8 от разрушающей нагрузки (70 МПа). Повторному воздействию нагрузки был подвергнут уже ослабленный, но не потерявший остаточной прочности образец (эксперимент 6). Величина квазистатической нагрузки при этом поддерживалась на уровне около 10 МПа в течение шести месяцев.

Для выяснения влияния уровня напряжений на характер процесса деформирования приведены данные испытаний (эксперимент 25) цельного образца с уровнем нагрузки 0,3—0,4 разрушающей (40—50 МПа). Под действием квазистатической нагрузки образец оставался в течение почти десяти месяцев (более 6800 ч).

Временной ход общей продольной деформации образцов в процессе длительных испытаний [Жуков, Изюмов, Кузьмин, 1990; Жуков, Кузьмин, 2003] имел вид практически прямой, монотонно возрастающей линии, временами осложненной отдельными вариациями. Наиболее характерные вариации приведены на рис. 4.1.

Анализ рис. 4.1 дает возможность разделить выявленные вариации условно на три группы: а) бухтообразные изменения, б) резкие ступенеобразные изменения, в) интервалы времени с увеличенными значениями скорости деформации. Параметры аномальных вариаций общей деформации — длительность, форма и амплитуда изменений — приведены в табл. 4.1 и 4.2.

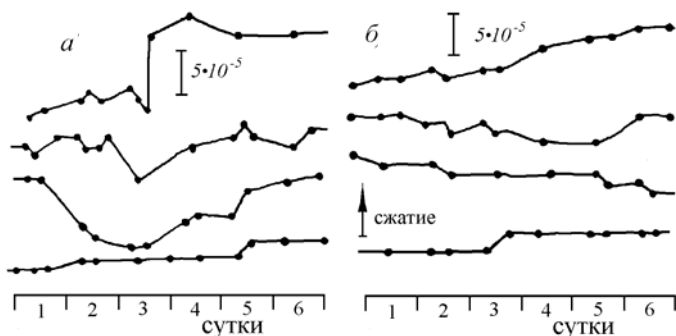


Рис. 4.1. Примеры аномальных вариаций продольной деформации образцов при постоянной длительно действующей нагрузке на ослабленных (а) и цельных (б) образцах

Аномальные вариации общей продольной деформации цельного образца (эксперимент 7)

№ п/п	Начало — конец	Длительность, сут	Форма	Амплитуда 10^{-5}
1	06.07. — 12.07.	6	в), а)	7
2	14.09. — 20.09.	5	а)	5
3	22.09. — 28.09.	6	в)	4
4	22.11. — 28.11.	5	в)	2,5
5	13.12.	7 ч	б)	2

Таблица 4.2

Аномальные вариации общей продольной деформации ослабленного образца (эксперимент 6)

№ п/п	Начало — конец	Длительность, сут	Форма	Амплитуда 10^{-5}
1	30.05. — 02.06.	3	а), б)	8
2	05.06. — 08.06.	3	а), б)	7
3	15.06. — 17.06.	2	в)	7
4	23.06	4 ч	б)	5
5	28.06. — 02.07.	4	б), б), а)	21
6	15.07. — 19.07.	2	а)	5
7	14.09.	4 ч	б)	10
8	19.09. — 23.09.	3	в)	7
9	30.09. — 01.10.	2	б), в)	17
10	21.11. — 24.11.	3	в)	11
11	28.11. — 30.11.	3	в)	15
12	04.12. — 11.12.	7	а)	9
13	12.12. — 15.12.	3	в)	10
14	17.12. — 20.12.	3	а), в)	8
15	21.12. — 28.12.	8	в)	6

Сопоставляя параметры аномальных вариаций цельного и ослабленного образцов, можно видеть, что во втором случае количество аномальных изменений деформации больше и они имеют большую амплитуду и продолжительность.

Особый интерес для сопоставления общей и локальных деформаций представляют изменения комплекса деформационных параметров, рассчитанных для локальных участков образца, во время протекания зарегистрированной аномалии продольной деформации всего образца в целом. Для сопоставления был выбран интервал наблюдений с 15 по 19 июля, во время которого была отмечена типичная аномалия ε_0 (рис. 4.2), имеющая средние параметры.

Временной ход ε_{\max} в целом отвечает поведению ε_0 , но вариация протекает на фоне монотонного роста ε_{\max} . Поведение ε_{\min} имеет отличающийся от ε_0 характер и протекает на разных участках по-разному, вплоть до противофазных изменений (рост ε_{\min} на участках 7 и 10 и уменьшение на участках 8 и 11).

Мозаичный характер поведения наблюдается и в пространственно-временном распределении продольной и поперечной деформаций локальных участков. Такой характер, возможно, обусловлен различными прочностными свойствами отдельных областей образца. Так, в области окончания визуально наблюдаемой макротрещины (участки 4 и 7) отмечалось уменьшение продольной деформации (своего рода разгрузка), а в удаленных областях (участки 1 и 10) происходил ее рост.

Сопоставление амплитуды изменений общей деформации ε_0 и локальных деформации (ε_{\max} , ε_{\min} , $\varepsilon_{\text{прод}}$, $\varepsilon_{\text{поп}}$) дает соотношение порядка 1 к 10, т. е. локальные вариации деформации имеют на порядок большую амплитуду, чем общая (интегральная) деформация всего образца.

В зоне окончания макротрещины (участки 7 и 10) наблюдалось интенсивное локальное растяжение, сопровождаемое увеличением площади поверхности данного локального участка (рост l). Это происходит за счет образования трещинной пустотности (дилатансия). Подтверждением этого служит увеличение параметра μ , характеризующего степень трещиноватости образца (степень неоднородности деформирования).

Отметим, что этот дилатансионный процесс имеет локализованный в пространстве характер, так как на соседних участках 8 и 11 поведение l и μ имеет существенно иной характер. Также различный характер поведения отмечен на различных участках образца и для угла поворота φ главных осей деформации (см. рис. 4.2, б).

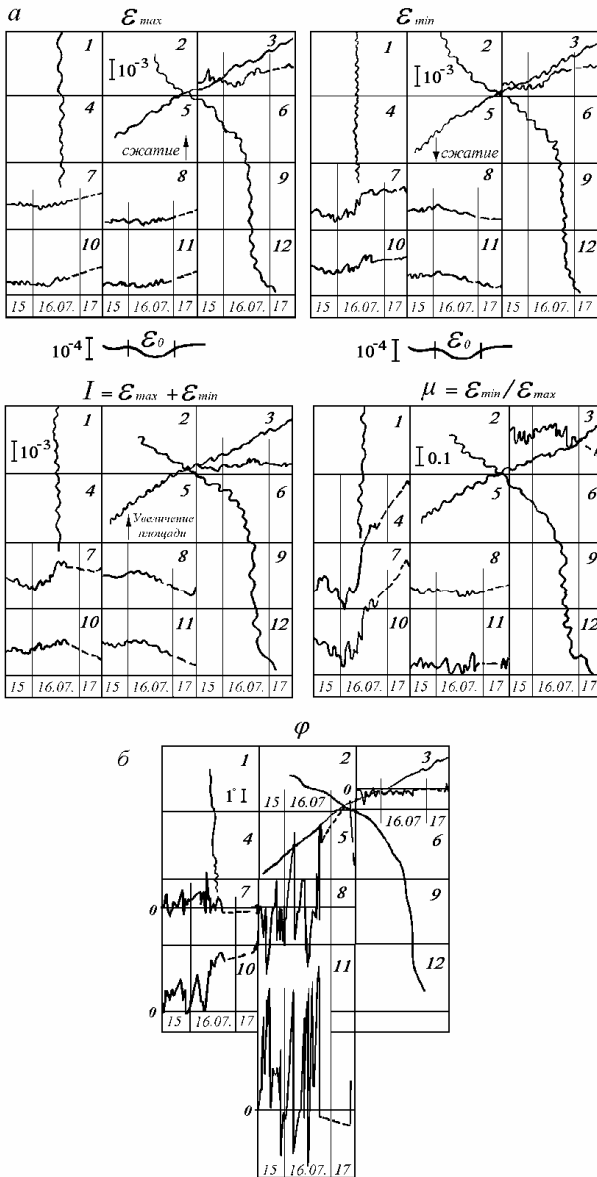


Рис. 4.2. Пространственно-временные изменения деформационных параметров на отдельных участках ослабленного образца во время бухтообразной вариации общей продольной деформации образца

Наиболее интенсивные знакопеременные изменения φ отмечались на участках 8 и 11. Определяется это синхронным ходом локальных деформаций (продольной и поперечной) и уменьшением площади поверхности I , малыми значениями μ . Очевидно, что малые вариации и перераспределение напряжений в области (участки 8 и 11) по соседству с областью подготовки роста макротрещины (участки 7 и 10) вызывают при этом значительные изменения φ .

Полученные данные свидетельствуют о том, что величина общей (интегральной) деформации существенно (в десять раз) меньше величины локальных деформаций. Амплитуды изменений локальных деформационных параметров больше в зонах окончания визуально наблюдаемых трещин, нежели в ненарушенных областях образца.

Следует отметить, что увеличение значения общей деформации образца, вдоль оси приложенной нагрузки отражает обычный процесс деформирования образца, то есть сближение верхней и нижней плит нагружающего устройства. Уменьшение величины общей деформации образца, которая в данном случае рассчитывалась на основе показаний только одного индикатора перемещений верхней плиты пресса (плита оснащена сферой), говорит о неоднородном характере деформирования образца и возникновении при этом наклонов верхней плиты нагружающего устройства.

Это возможно при мягком способе приложения нагрузки на образец. Подтверждением этого являются и локальные вариации I и μ отдельных участков образца.

Таким образом, выявленные аномальные изменения деформационных параметров образца указывают на сложный и дискретный характер деформирования отдельных областей образца с ярким проявлением на определенных этапах дилатансионной природы подготовки разрушения.

Во время проведения эксперимента на цельном образце (эксперимент 25) при малых значениях приложенной к образцу нагрузки (на уровне 0,3 разрушающей) за 300 сут наблюдений был отмечен только один случай возникновения аномальных вариаций (рис. 4.3).

Амплитуда аномального изменения общей деформации составила при этом 10^{-4} , а длительность — около 20—25 сут. В отличие от описанных выше аномальных изменений длительность этой

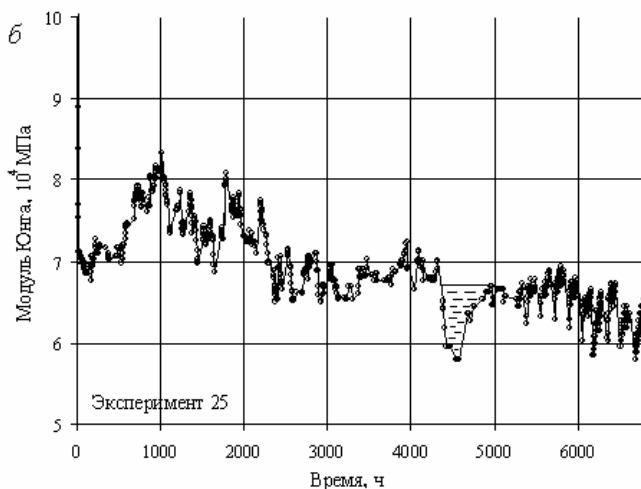
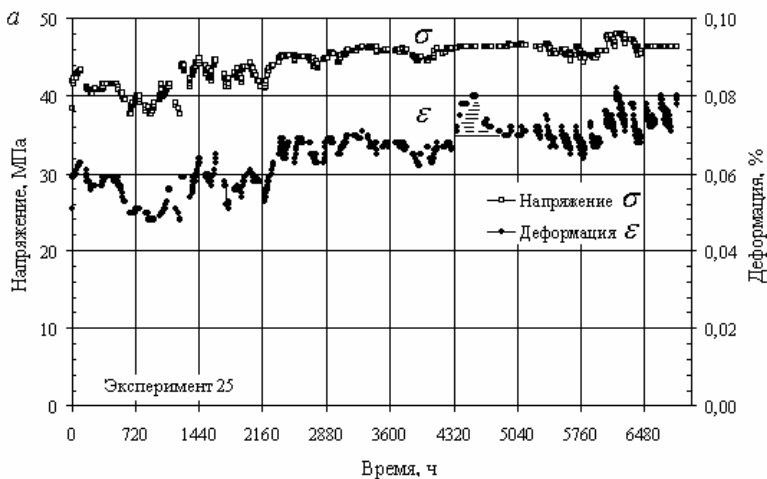


Рис. 4.3. Изменения во времени:

a — общей продольной деформации ε и нагрузки σ ; *б* — модуля Юнга $E = \varepsilon / \sigma$ при длительном одноосном сжатии образца малой нагрузкой

аномалии существенно больше. Можно отметить и более редкий характер их возникновения при малых нагрузках по сравнению с экспериментами при нагрузке, близкой к разрушающей (эксперимент 7).

Отсутствие изменений внешнего воздействия на образец и наличие аномальных изменений деформационных параметров образца позволяют сделать вывод о том, что они вызваны изменениями внутренних параметров среды, а сами эти деформации в этом случае являются параметрическими [Кузьмин, 1986].

Суммируя изложенное выше, можно отметить следующее.

Временной ход общей продольной деформации образцов в процессе длительных испытаний имел вид практически прямой монотонно возрастающей линии, временами осложненной отдельными аномалиями, обусловленными изменениями внутренних параметров образца, то есть параметрическими деформациями.

Величина общей (интегральной) деформации образцов существенно меньше (порядка 1 к 10) величины локальных деформаций. Амплитуды изменений локальных деформационных параметров больше в зонах концентрации напряжений, нежели в ненарушенных областях образцов. Количество аномальных изменений деформации ослабленного образца больше, чем цельного образца, и они имеют большую амплитуду и продолжительность. Отмечен более редкий характер возникновения аномальных изменений деформаций при малых нагрузках по сравнению с экспериментами при нагрузках, близких к разрушающим образцы.

Выявленные аномальные изменения интегральных и локальных деформационных параметров образца говорят о сложном и дискретном характере деформирования отдельных областей образца с ярким проявлением на определенных этапах дилатансионной природы подготовки разрушения.

4.2. Комплексные исследования динамики физических свойств образцов при длительном сжатии

Сопоставление изменений ряда параметров образцов во время длительных испытаний [Виноградов, Мирзоев, Саломов, 1974; Кольцов, Пономарев, Салов и др., 1984; Жуков, Изюмов, Кузьмин, 1990; Жуков, Кузьмин, Салов, 1991а и 1991б; Жуков, Кузьмин, 2003б] не только дает уникальную информацию о характере протекания процессов деформации в образцах горных пород, но и может быть использовано для интерпретации данных полевых геофизиче-

ских наблюдений, проводимых в регионах с квазистатическим характером региональных тектонических напряжений.

Для получения такого рода информации были проведены эксперименты с одновременной регистрацией общей и локальных деформаций, активности акустической эмиссии (эксперимент 16) и разности естественных электрических потенциалов на поверхности образца (эксперимент 25).

Длительные исследования измерений разности естественных электрических потенциалов осуществляли с помощью графитопарафиновых электродов, замкнутых попарно на сопротивление 200 кОм. При этом регистрировалась разность потенциалов, возникающая при прохождении тока через шунтирующее сопротивление. Изменение силы тока при этом отражало изменение разности естественных потенциалов между электродами, что позволило следить за их изменениями во времени.

В процессе испытаний образцов регистрировали количество сигналов в единицу времени, или активность АЭ в диапазоне частот 100 кГц — 1 МГц [Жуков, Кузьмин, Салов, 1991]. Интервал накопления импульсов составлял 20 с. Приемниками сигналов служили пьезокерамические датчики с собственной частотой 500 кГц. Сигналы усиливались широкополосным усилителем и подавались на вход дискриминатора [Кольцов, Пономарев, Салов и др., 1984]. На выходе дискриминатора появлялся нормированный по амплитуде и длительности сигнал, если одновременно выполнялись следующие требования: а) величина входного сигнала превышает заранее заданный пороговый уровень, б) количество превышений уровня за 50 мкс было не менее 5. Последнее условие позволило отсеять акустические сигналы с частотой менее 100 кГц. Количество импульсов на выходе дискриминатора отображалось цифровым счетчиком, а также регистрировалось самописцами.

Зарегистрированные в процессе длительных испытаний изменения активности акустической эмиссии (АЭ) цельного образца [Жуков, Кузьмин, Салов, 1991] продолжались несколько часов. Активность АЭ достигала величины нескольких десятков импульсов в секунду, а общее количество импульсов за час достигало 2—4 тыс. (рис. 4.4).

До этих аномалий и после них активность АЭ не превышала фоновых значений 1—2 имп/ч. По характеру проявлений аномалий

АЭ можно предположить, что они вызваны разрушением какой-либо локальной зоны образца с наличием главного толчка, а затем снижением активности во времени. Причем вероятнее всего, что во время аномалий АЭ проявляли активность несколько локальных зон, что и обусловило сложный характер затухания активности. Подобного типа изменения активности АЭ цельных образцов при росте нагрузки на них ранее были выявлены С.Д. Виноградовым (1974, 1989).

Также были отмечены периоды аномального всплеска акустической эмиссии во время проведения эксперимента на ослабленном образце. Количество импульсов достигало нескольких десятков, первых сотен за час. Продолжительность периода эмиссии импульсов во время этих аномалий короче — несколько минут, и они имеют форму, подобную форме импульсов (рис. 4.4).

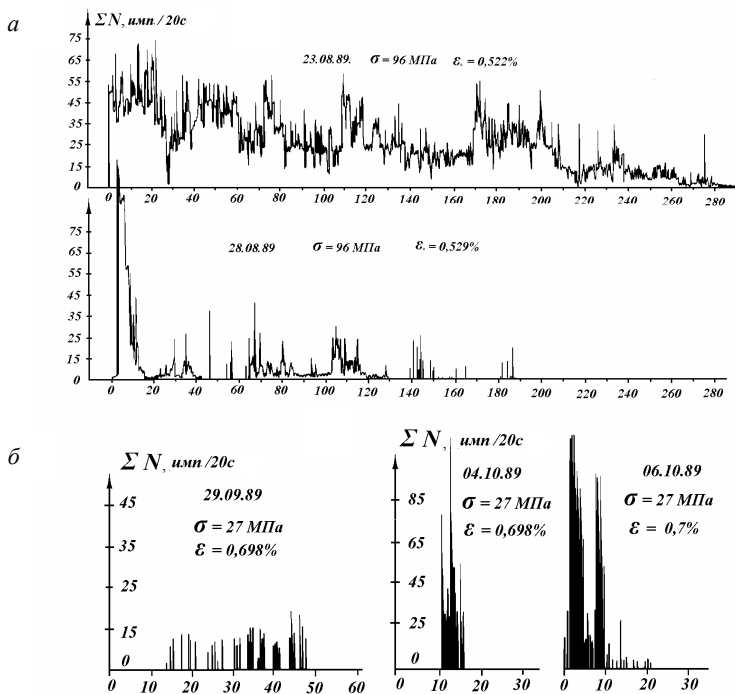


Рис. 4.4. Изменения активности акустической эмиссии во время длительного постоянного сжатия цельного (а) и ослабленного (б) образцов

Так, аномалия 29 сентября (рис. 4.5), возможно, связана с излучением из нескольких очагов, а аномалии 4 и 6 октября (рис. 4.6) генерированы отдельными локальными зонами.

Сопоставление аномалий АЭ цельного и ослабленного образцов говорит о том, что у цельного образца интенсивность выделения акустических импульсов гораздо выше, чем у ослабленного образца.

Для сопоставления локальных изменений деформационных параметров с повышением активности акустической эмиссии были

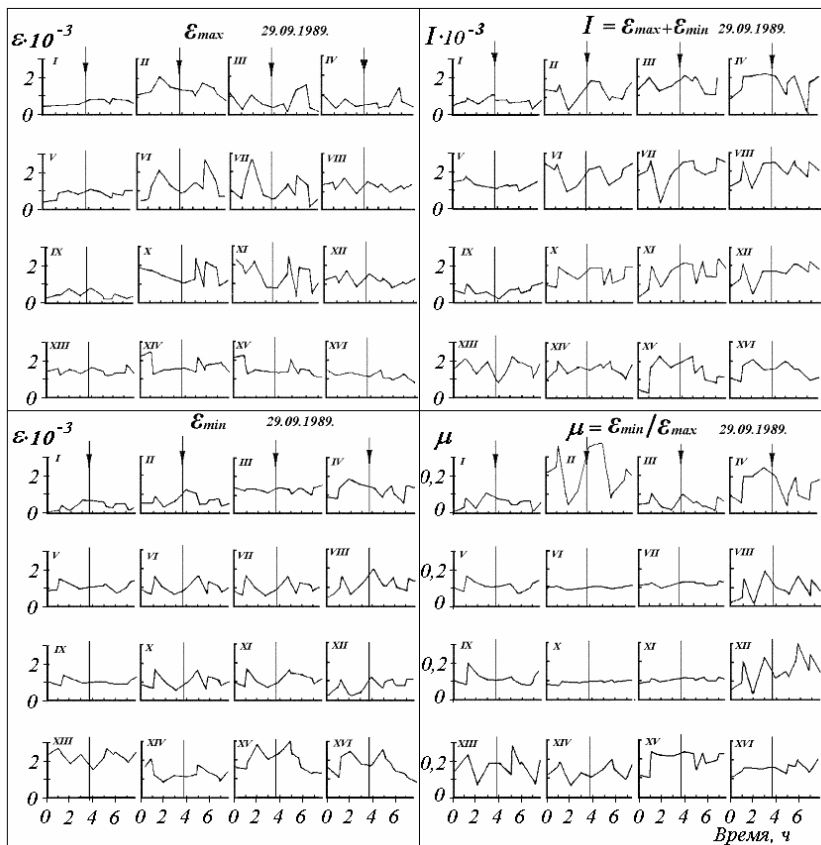


Рис. 4.5. Пространственно-временные изменения деформационных параметров при активизации АЭ 29 сентября

использованы значения максимальной (сжатие — ε_{\max}) и минимальной (растяжение — ε_{\min}) деформаций, а также их сумма ($I = \varepsilon_{\max} + \varepsilon_{\min}$) и отношение $\mu = \varepsilon_{\max} / \varepsilon_{\min}$ для некоторого периода времени до всплеска активности АЭ и после него.

Изменения локальных деформационных параметров, зарегистрированные 29 сентября (см. рис. 4.5) и 6 октября (см. рис. 4.6), имеют существенно разные характерные признаки. Активи-

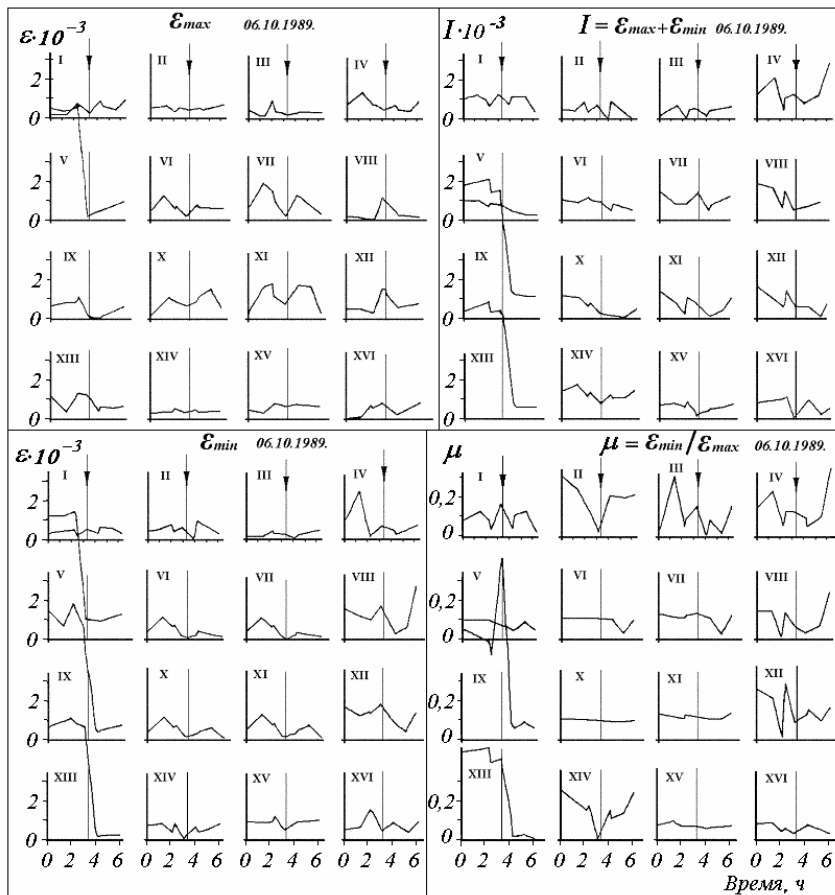


Рис. 4.6. Пространственно-временные изменения деформационных параметров при активизации АЭ 6 октября

зация АЭ, зарегистрированная 29 сентября, имеет вид фонового распределения слабой сейсмичности (см. рис.4.4, б), в то время как активизация АЭ 6 октября имеет явно выраженный характер активизации локальной зоны одной из трещин (аналог разлома).

Определенный интерес вызывает участок XV (см. рис. 4.5), поверхность которого, незадолго до всплеска активности АЭ 29 сентября, испытывает растяжение (увеличение ϵ_{\min}), что отражается в росте значений I , но в то же время нет роста значений μ . Подобный характер изменений локальных деформационных параметров отмечался и на участках IV и XVI.

Перед всплеском АЭ 6 октября (см. рис. 4.6) были отмечены значительные изменения локальных деформационных параметров, подобные характерным признакам, отражающих процесс подготовки разрушения при росте нагрузки [Соболев, Демин, 1980; Соболев, Кольцов, 1988; Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003; Жуков, Кузьмин, 1990]. В частности, незадолго до реализации группы акустических импульсов на участке V происходит резкое уменьшение величины главных максимальной и минимальной деформаций. Амплитуда их локальных изменений достигает $600 \cdot 10^{-5}$ или 0,6 % в течение 80 мин. Существенных изменений площади поверхности (параметра I) и параметра μ на этом участке не наблюдалось. Однако на соседнем участке IX поведение локальных деформационных параметров существенно отличается. Так, резкие изменения ϵ_{\max} и ϵ_{\min} , а также I происходят после всплеска активности АЭ, а сам всплеск сопровождается значительным уменьшением параметра μ . В расположенном ниже участке XIII поведение деформационных параметров качественно подобно.

Подводя итоги обсуждения, можно выдвинуть следующий механизм генерации всплеска активности АЭ 6 октября. Источники АЭ, вероятно, находились вблизи участка V, так как там отмечены максимальные изменения ϵ_{\max} и ϵ_{\min} до момента увеличения активности АЭ (см. рис. 4.6). Развитие микротрещиноватости, сопровождаемое излучением акустической энергии, могло происходить в направлении участков IX и XIII, что согласуется с характером проведения эксперимента (отсутствие трения на торцах образца облегчало возникновение вертикальных трещин отрыва). Значительные изменения локальных деформаций после реализации всплеска АЭ могут служить признаком разгрузки локальных напряжений в этой

области. Повышенные значения параметра μ перед всплеском АЭ хорошо согласуются с этим предположением.

В процессе длительных испытаний цельного образца отмечены периоды активности акустической эмиссии (АЭ) длительностью несколько часов. Активность АЭ достигала величины нескольких десятков импульсов в секунду, а общее количество импульсов за час достигало 2—4 тыс. Очевидно, они вызваны разрушением локальной зоны образца с наличием главного толчка, а затем снижением активности во времени.

Периоды аномального всплеска АЭ во время проведения эксперимента на ослабленном образце были короче — продолжительность их не превышала нескольких минут — и имели форму импульсов. Интенсивность АЭ достигала нескольких десятков, первых сотен импульсов за час.

Пространственный анализ изменений деформаций и активности АЭ приводит к выводу, что изменения деформационных параметров перед всплеском АЭ проявляются лишь на локальных участках, в непосредственной близости от источников АЭ, и практически не проявляются на других участках и в интегральных деформациях. Отмечены значительные изменения локальных деформационных параметров, предварявших активизацию АЭ. Источники АЭ, очевидно, находились вблизи участка, где были максимальные изменения ε_{\max} и ε_{\min} до момента увеличения активности АЭ. Развитие микротрещиноватости, сопровождаемое излучением акустической энергии, происходило в направлении соседних участков. Значительные изменения локальных деформаций после реализации всплеска АЭ могут служить признаком разгрузки локальных напряжений в этой области.

Сопоставление изменений во времени активности АЭ и изменений общей продольной деформации образца приводит к выводу об их обратной взаимосвязи: интенсивные изменения деформации не сопровождаются интенсивным выделением АЭ, и, наоборот, интенсивное выделение энергии АЭ не сопровождается изменениями деформационных параметров в условиях длительно действующих квазистатических нагрузок.

Этот результат является экспериментальным подтверждением эмпирических данных о взаимосвязи деформационных и сейсмических процессов, приведенных в первой главе.

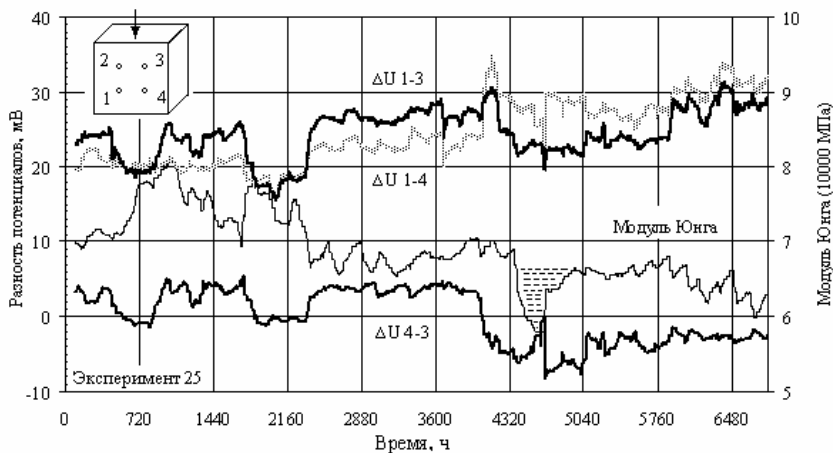


Рис. 4.7. Сопоставление изменений разности электрических потенциалов и модуля Юнга при длительном сжатии образца

Во время длительных испытаний образцов при малой нагрузке (эксперимент 25) регистрировались разности потенциалов между несколькими электродами, размещенными на поверхности одной из граней образца. Из рис. 4.7 видно, что они колебались около уровня 20—30 мВ. Оценка величины силы тока, протекающего через шунтирующее сопротивление 200 кОм, при такой разности потенциалов дает величину порядка 0,1 мкА.

Анализируя временной ход разностей потенциалов, отметим подобие поведения ΔU_{1-4} , ΔU_{1-3} , ΔU_{4-3} и модуля Юнга, а также деформации (см. рис. 4.6 и 4.7) образца. В период времени до 4000 ч во временном ходе ΔU_{1-3} , ΔU_{1-4} и модуля Юнга также имеются общие черты — снижение потенциалов и повышение модуля Юнга в периоды 400—1000 ч и 1800—2400 ч.

Интерес представляет и аномальное поведение разности потенциалов до и во время зарегистрированной вариации общей деформации и модуля Юнга (см. рис. 4.3 и 4.7) параметрической природы (4300—4900 ч). Так, при отметке времени 4100 ч произошел всплеск ΔU_{1-3} и ΔU_{1-4} . Затем произошло снижение ΔU_{1-4} и ΔU_{1-3} и увеличение ΔU_{4-3} . В период завершения бухты параметрической

деформации после отметки времени 5000 ч наблюдалась повышенная дисперсия как деформации, так и разностей потенциалов.

Представленные выше результаты позволяют утверждать, что в этом случае имеет место устойчивая связь между вариациями электрических потенциалов и деформацией образца. Наиболее адекватными механизмами такого рода связи могут являться механизмы перераспределения зарядов при трещинообразовании (типа эффекта Степанова, движения заряженных дислокаций, электретный эффект).

Глава 5

ДИНАМИКА ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ В УСЛОВИЯХ ПОСТОЯННОГО ВСЕСТОРОННЕГО ДАВЛЕНИЯ

5.1. ИЗМЕНЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ
ПАРАМЕТРОВ ОБРАЗЦОВ
ПРИ РОСТЕ ОСЕВОЙ НАГРУЗКИ
В УСЛОВИЯХ ПОСТОЯННОГО
ВСЕСТОРОННЕГО СЖАТИЯ

5.2. ВАРИАЦИИ
ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ
ПРИ РОСТЕ ОСЕВОЙ НАГРУЗКИ
В УСЛОВИЯХ ПОСТОЯННОГО
ВСЕСТОРОННЕГО ДАВЛЕНИЯ

5.3. ИЗМЕНЕНИЯ УПРУГИХ
И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД
В ГИДРОДИНАМИЧЕСКИ ОТКРЫТОЙ
И ЗАКРЫТОЙ СИСТЕМАХ

Как было отмечено выше, наиболее яркими проявлениями современных геодинамических процессов являются сейсмические события и суперинтенсивные деформации (СД) в зонах разломов. Глубина залегания этих явлений колеблется в широких пределах: от 0—3 до 500—600 км. Очевидно, что при глубинах свыше 0,1—1 км влиянием давления вышележащих пород пренебречь нельзя.

Современные деформации и напряжения в геологической среде, которые определяют активность разломов, весьма существенны и достигают величин 10^{-5} — 10^{-4} и 10—20 МПа соответственно на глубинах до 2—5 км. А именно в этом интервале в условиях значительного геостатического давления, аналогом которого в лабораторных условиях является всестороннее давление, бурятся скважины и расположены месторождения углеводородов. Причем неоднородность геологического строения и литологического состава пород позволяет предположить наличие как гидродинамически открытых, так и закрытых систем.

Понятия «закрытая» и «открытая» системы относятся к физическому состоянию заполнителя порового пространства. Если газ или жидкость в порах образца находится в состоянии гидродинамической изоляции (не связаны с внешней средой), то система называется закрытой; при этом величина порового давления в процессе эксперимента определяется внешней нагрузкой на образец. Если поровый флюид гидродинамически связан с внешней средой, то система считается открытой, поровое давление в образце в этом случае регулируется экспериментатором извне, независимо от всестороннего давления и осевой нагрузки.

Еще в работах [Вгасе, 1965; 1966; Добрынин, 1970; Павлова, 1975] с учетом особенностей реальной структуры горных пород были показаны три возможные схемы образования межзерновых микротрещин в условиях трехосного сжатия. Направление их сов-

падает с направлением максимального сжатия, а раскрытость совпадает с направлением минимального сжатия.

Согласно первой схеме (рис. 5.1, *а*) при сдвигении двух зерен на их границе образуется изолированная осевая микротрещина. По второй схеме (рис. 5.1, *б*) микротрещина образуется при взаимном проскальзывании трех соседних зерен. По третьей (рис. 5.1, *в*) — при движении зерна вдоль границы контакта, наклоненной к направлению действия максимального сжимающего напряжения, на обоих концах этой границы возникают осевые микротрещины. Вероятность возникновения микротрещин увеличивается при наличии на скользящих контактах податливых связей в виде малопрочного или пластичного цемента.

В условиях неравномерного объемного напряженного состояния наряду с межзерновым скольжением будет иметь место развитие микротрещиноватости по границам зерен. Этот процесс возможен в тех случаях, когда прочность минеральных зерен, слагающих горную породу, больше прочности агрегатов, составленных из этих зерен, то есть больше прочности самой горной породы. Так как с ростом глубины величина среднего нормального напряжения возрастает и при этом возрастает прочность контактов, то этот процесс должен затухать при увеличении глубины залегания пород и всестороннего сжатия.

Все вышесказанное, а именно существенное влияние всестороннего сжатия на характер протекания деформационных процессов, обусловленных современными геодинамическими процессами, и предопределило проведение цикла работ по *изучению вариаций физических свойств образцов пород при постоянном всестороннем сжатии*.

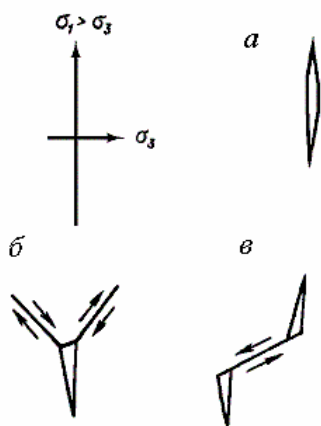


Рис. 5.1. Схемы образования межзерновых микротрещин в условиях неравномерного трехосного сжатия

5.1. Изменения деформационных параметров образцов при росте осевой нагрузки в условиях постоянного всестороннего сжатия

Горные породы, расположенные на глубинах до нескольких десятков километров, находятся под действием двух факторов: первый — всестороннее давление, обусловленное весом вышележащих пород, и второй — тектонические напряжения, характер которых определяется геодинамическим режимом развития регионов. Достаточно хорошо изучены статические характеристики образцов, полученные в условиях, моделирующих пластовые [Физические свойства..., 1964; 1971; 1976; 1984; 1988; Исследования..., 1977; Бакиев, Томашевская, Воларович, Бакиев Мелис, 1983; Марморштейн, 1985], но практически не исследованы их изменения во времени.

Результаты исследований, приведенные в первой и второй главах, показывают, что можно принять региональные тектонические напряжения и, естественно, всестороннее сжатие, постоянно действующими (мало изменяющимися во времени). Исходя из этого, были проведены эксперименты по длительному одноосному сжатию различных образцов горных пород в условиях постоянного квазивсестороннего давления.

Испытаниям были подвергнуты сухие и насыщенные влагой образцы, а также цельные и раздробленные образцы одной и той же широко распространенной горной породы — известняка. Это позволило провести физическое моделирование процессов деформирования как ненарушенных массивов горных пород, так и зон повышенной трещиноватости (разломов).

На первом этапе — этапе роста нагрузки, все образцы сжимались возрастающей одноосной нагрузкой до напряжений порядка 100 МПа, отвечающих условиям залегания пород на глубине несколько километров. В последующем, на этапе длительного действия постоянной нагрузки, образец подвергался в течение нескольких месяцев воздействию постоянного квазивсестороннего сжатия

Для проведения длительных испытаний была использована камера высокого давления установки УМГПМ [Жуков, Каррыев, Сердюков, Емельянов, 1992]. Камера имеет жесткий корпус, и ква-

зивсестороннее давление в ней обуславливается как воздействием на образец пуансона, передающего усилие, создаваемое прессом, так и воздействием реакции корпуса камеры на боковое расширение образца. Имевшаяся в образцах поровая жидкость постоянно находилась под давлением, которое измерялось манометром и могло регулироваться вентилем и подключенным к камере насосом.

Для расчета деформации измеряли перемещение пуансона, передающего нагрузку на образец от пресса. В сочетании с модернизированным прессом П-250, создающим длительно действующую нагрузку, камера квазисестороннего сжатия позволяла проводить испытания образцов не только при растущем нагружении, но и при практически не меняющейся нагрузке, т.е. исследовать возникающие в них деформационные процессы параметрической природы.

Уже на этапе увеличения нагрузки видно, что процесс деформирования образцов протекает не идентично. Наличие влаги в образцах приводит к большей величине их деформирования по сравнению с сухими образцами (рис. 5.2) при одинаковой приложенной нагрузке.

Объясняется это тем, что присутствующая в образце влага действует как «смазка» и облегчает скольжение как отдельных

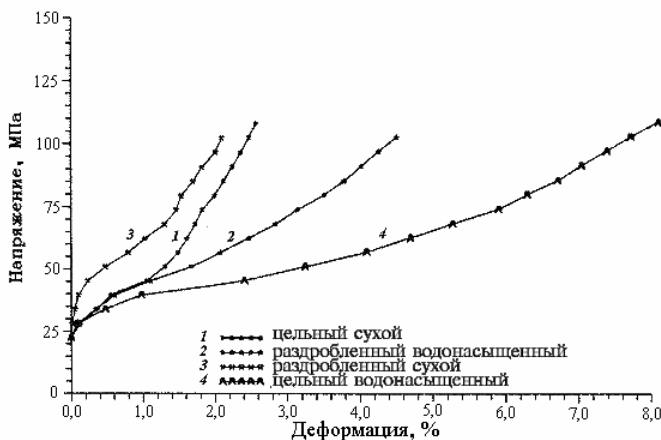


Рис. 5.2. Зависимость деформации различных образцов от напряжения при росте нагрузки в условиях квазисестороннего сжатия

фрагментов относительно друг друга в раздробленных образцах, так и перемещение берегов уже имеющихся и вновь возникающих трещин в цельных образцах. Также существенна роль влаги в качестве агрессивного фактора, способствующего возникновению «коррозии под напряжением» [Стеклов, 1990].

Несколько неожиданным представляется тот факт, что раздробленные образцы испытывают меньшую деформацию, чем цельные образцы. Казалось бы, что наличие большого числа составляющих фрагментов должно способствовать более легкому перемещению их относительно друг друга. Но, вероятно, исходно плотная упаковка этих фрагментов значительно затрудняет их дальнейшее перемещение в процессе увеличения сжатия раздробленного образца. Следует отметить и явную нелинейность диаграммы «напряжение — деформация» при данных испытаниях у всех образцов, кроме сухого цельного образца, даже при относительно небольших нагрузках (см. рис. 5.2).

Анализируя временной ход деформации образцов во время этапа длительного приложения нагрузки, можно выделить в нем две стадии. Первая стадия — это стадия интенсивного деформирования [Баклашов, 1988], при которой скорость ползучести убывает (рис. 5.3). Продолжительность этой стадии от 2 до 6—7 сут. Деформация образца при этом достигает величины от 0,07 до 20 % в зависимости от типа образца.

Вторая стадия — стадия медленного деформирования или стадия установившейся ползучести. Продолжается она (рис. 5.4) вплоть до прекращения испытаний или до перехода в стадию неустановившейся ползучести, во время которой наблюдается интенсификация процесса разрушения [Жуков, Кузьмин, 2003а; 2003б].

Процесс деформирования на обеих стадиях действия длительной нагрузки сильно зависит от состояния образцов. Скорость ползучести значительно увеличивается при насыщении образца водой.

Характер протекания процесса деформирования говорит о преобладающей роли в формировании этого процесса механизма «коррозии под напряжением». Процесс подготовки разрушения образца при этом состоит из периода зарождения трещин (это стадия установившейся ползучести), который определяется временем роста трещин до критического размера, после чего начинается лавинообразное механическое разрушение.

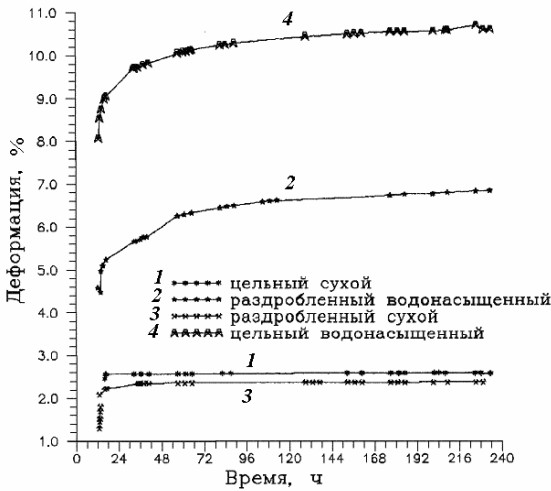


Рис. 5.3. Изменения деформации образцов на стадии интенсивного деформирования при длительном нагружении

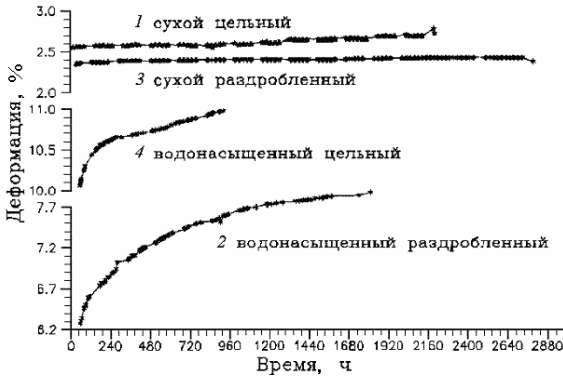


Рис. 5.4. Изменения деформации образцов на стадии установившейся ползучести при длительном нагружении

Анализ табл. 5.1 показывает, что влага в образце существенно изменяет характер его деформирования в сторону увеличения скорости ползучести. Скорость деформирования возрастает более чем на порядок у раздробленного образца и почти в три раза у цельного образца. Применяя полученные результаты к натурным условиям земных недр, можно предположить, что произойдет резкое повышение ползучести и интенсивное деформирование зон тектонических нарушений при насыщении их водой в условиях длительно действующих квазистатических тектонических напряжений.

Параметры стадии установившейся ползучести

№ эксперимента	Состояние образца	Влажность	Деформация, %	Длительность, сут	Скорость ползучести, 10^{-5} /сут
21	Цельный	Сухой	0,52	108	48
13	Раздробленный	Сухой	0,06	106	5
17	Цельный	Влажный	0,042	30	140
12	Раздробленный	Влажный	1,40	76	200

Выявленная экспериментальным путем низкая скорость деформирования раздробленного сухого образца может проявиться в природных условиях как слабое деформирование зоны магистрального разрыва по сравнению с окружающими его горными породами, в случае отсутствия в нем влаги. При насыщении зоны разрыва влагой характер деформирования будет резко изменяться. Произойдет активное деформирование зоны магистрального разрыва и менее интенсивное деформирование окружающей среды. Поэтому можно сделать вывод о существенной роли флюидодинамики в формировании современной геодинамической активности разломных зон.

5.2. Вариации электрического сопротивления при росте осевой нагрузки в условиях постоянного всестороннего давления

В работах целого ряда исследователей [Воларович, Баяк, Левыкин, Томашевская, 1974; Моисеенко, Истомин, Алиева, 1968; Бакиев, Томашевская, Воларович, Бакиев, 1983; Физические свойства..., 1971; 1978; 1988] приводятся данные о характере изменений электрического сопротивления горных пород в процессе одноосного сжатия при наличии всестороннего давления. Для сухих кристаллических пород характерно общее понижение сопротивления, достигающее одного порядка перед разрушением образцов. Влагонасыщенные осадочные породы, испытанные при осевом сжатии и боковом давлении, показывали вначале возрастание, а затем снижение сопротивления с ростом осевой нагрузки. Отмечались также скачкообразные снижения сопротивления в моменты появления микротрещин в образце.

Была проведена серия экспериментов на образцах карбонатных горных пород Туркменистана с помощью установки высокого давления УВД-1п ИФЗ РАН. Она позволяла создать давление поровой жидкости внутри образца горной породы и всестороннее сжатие образца в полихлорвиниловой оболочке при помощи масла. Схема установки, а также методика работы на ней подробно рассмотрены в работе [Стаховская, Микаэлян, Соболев, 1981].

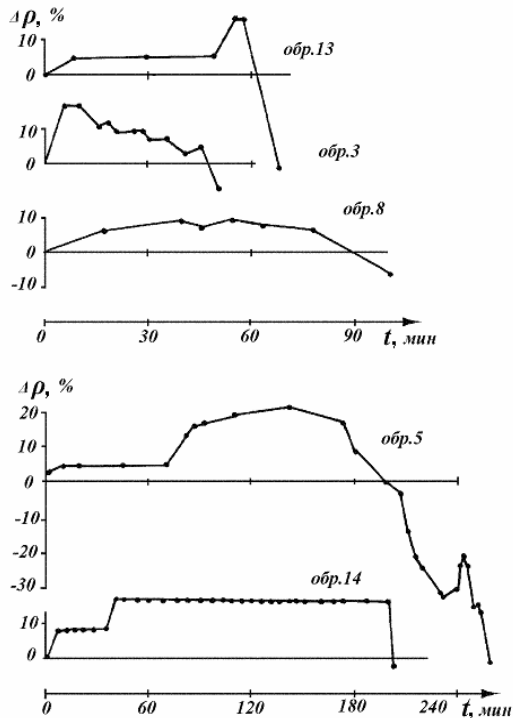
Во время проведения экспериментов проводилось измерение электрического сопротивления образцов по двухэлектродной схеме на переменном токе частотой 100 или 1000 Гц [Жуков, Пономарев, Стаховская, 1990]. Эксперименты проводились при постоянном всестороннем сжатии 60—90 МПа и поровом давлении 30—60 МПа. Дополнительное одноосное сжатие увеличивали вплоть до разрушения испытываемого образца.

Образец помещался в камеру высокого давления, а затем всестороннее сжатие и поровое давление доводились до необходимых величин. После стабилизации значений электрического сопротивления при постоянных величинах всестороннего сжатия и порового давления начинали увеличивать осевую нагрузку на образец небольшими ступенями, одновременно регистрируя значения сопротивления и деформации образца.

Как показано на рис. 5.5, сопротивление образцов при увеличении осевого сжатия вначале обычно возрастает, достигая 120 % от первоначального значения при нагрузке, близкой к половине от разрушающей. Этот рост, возможно, вызван процессами частичного перекрытия и разрушения токопроводящих каналов при закрытии некоторых трещин, ориентированных перпендикулярно оси приложения нагрузки. Во время дальнейшего роста осевого сжатия происходит образование новых трещин, и поровая жидкость по ним проникает в глубь образца, приводя к образованию новых токопроводящих каналов, что обуславливает наблюдаемое снижение сопротивления.

В зависимости от вида разрушения предвещающее его снижение сопротивления имело различный вид. Так, при разрушении образца одной четко выраженной сдвиговой трещиной снижение сопротивления перед разрушением образца достигало 10 %, а после него произошло падение сопротивления с 1,2 МОм до 0,8 Ом. То есть в процессе разрушения образца возникла макротрещина — токопроводящий канал, который практически замкнул измерительные электроды между собой.

Рис. 5.5. Изменения электрического сопротивления образцов при увеличении осевой нагрузки в условиях постоянных всестороннего и порового давлений



В другом случае происходит разрушение образца с образованием большого количества относительно мелких трещин. То есть создается зона раздробленного материала или, говоря иначе, при наличии обширной области дилатансии снижение сопротивления перед разрушением образца достигает 50%.

Даже спустя некоторое время после разрушения образца его сопротивление снижалось, вероятно, за счет продолжающегося заполнения поровой жидкостью вновь образованных трещин. Были отмечены также и знакопеременные изменения сопротивления непосредственно перед разрушением образца.

Сопоставляя результаты испытаний образцов в атмосферных условиях [Жуков, Пономарев, 1990; Жуков, Пономарев, Стаховская, 1990] и при наличии всестороннего сжатия и порового давления, можно отметить, что в первом случае были выявлены факты увеличения сопротивления в процессе подготовки разрушения, а во втором — практически всегда наблюдалось снижение сопротивления.

Скачкообразные знакопеременные изменения сопротивления, вероятно, обусловлены образованием вновь возникающих трещин.

Можно ожидать увеличения сопротивления горных пород непосредственно в зоне интенсивного образования трещин (будущего очага землетрясения), если поровая жидкость не будет успевать проникать во вновь образующиеся трещины (при малом поровом давлении или недостаточном количестве поровой жидкости) или при разрушении сухого массива горных пород.

5.3. Изменения упругих и электрических свойств образцов горных пород в гидродинамически открытой и закрытой системах

В данном разделе рассматривается поведение удельного электрического сопротивления и скорости продольных волн в образцах горных пород в процессе их деформации и разрушения при воздействии всестороннего, порового и дополнительного осевого давлений [Микаэлян и др., 1986]. В процессе работы исследовались образцы известняков из районов Ингури ГЭС и Ашхабадского сейсмоактивного района. Исследовались образцы известняка, имеющие среднюю плотность 2,67—2,72 г/см³ и пористость 0,8—5 %. Испытания проводились на установках высокого давления ВНИИГеофизика и ИФЗ АН СССР в гидродинамически закрытой и открытой системах.

В закрытой системе в процессе опытов регистрировалось поровое давление P_i и удельное электрическое сопротивление ρ , а в открытой — скорость продольных волн V_p , удельное электрическое сопротивление ρ и продольная деформация ε . Эксперименты обычно доводились до разрушения образцов.

Эксперименты в закрытой системе проводились на установке высокого давления УФС-4 ВНИИГеофизика, в которой можно было измерять поровое давление в гидродинамически изолированном образце [Авчян и др., 1979]. Сложное напряженное состояние создавалось комбинацией всестороннего давления (до 120 МПа) и дополнительной осевой нагрузки (до 200 МПа). Опыты проводились следующим образом: вначале образец в условиях вакуума насыщался жидкостью, затем помещался в камеру высокого давления. После этого повышались одновременно всестороннее давление P_H и осевое напряжение σ ; на фоне фиксированного P_H увеличивали σ до разрушения породы.

На рис. 5.6 представлены результаты одного из экспериментов, характерные для опытов подобного типа в закрытой системе. Эксперимент проводился при $P_H = 30$ МПа, а осевое усилие σ доводилось до 150 МПа. На участке *A* одновременно повышались P_H и σ ($P_H = \sigma$), а затем увеличивали только σ . Из графиков видно, что в процессе опыта, несмотря на увеличение дифференциального давления $P_{\text{диф}} = \sigma - P_H$, на участке *B* отмечается прекращение роста порового давления, однако на кривых P_i и ρ наблюдаются осцилляции, а на участке *C* имеет место прямая корреляционная зависимость между вариациями P_i и ρ . Прекращение роста P_i в процессе повышения σ и наблюдаемые отдельные падения P_i и ρ , вероятно, связаны с наличием необратимой деформации в породе, так как участки локального понижения P_i и ρ свидетельствуют об имеющих место актах внутреннего микроразрушения в процессе подготовки и реализации макроразрушения образца. При этом жидкость под действием порового давления может проникать во вновь образующиеся дефекты, что приводит к сохранению примерно постоянного уровня порового давления в образце.

Наличие бухтообразных колебаний на графиках ρ и P_i свидетельствует о сложном характере макроразрушения, об образовании и закрытии дефектов. Образцы в закрытой системе разрушались по нескольким плоскостям с углами наклона $35\text{--}40^\circ$ к оси нагружения σ .

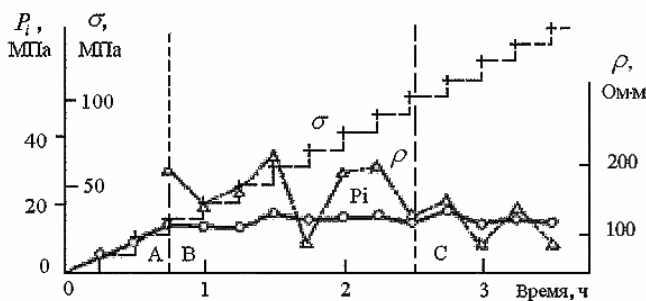


Рис. 5.6. Изменения удельного сопротивления ρ и порового давления P_i в закрытой системе в условиях роста осевого давления σ и постоянного всестороннего давления $P_H = 30$ МПа

Эксперименты в гидродинамически открытой системе проводились на установке высокого давления УВД-1п ИФЗ РАН [Стаховская, Микаэлян, Соболев, 1981]. Установка позволяла создавать комбинацию контролируемого и регулируемого порового давления (до 100 МПа), всестороннего давления (до 800 МПа) и дополнительной осевой нагрузки на образец (до 200 кН). Опыты проводились в условиях роста осевой нагрузки при фиксированных значениях всестороннего и порового давлений. В каждой точке наблюдений регистрировались продольная деформация ε , осевое напряжение на образец σ , всестороннее давление P_H , электрическое сопротивление образца R_x и скорость упругих продольных волн V_P .

Из графиков видно, что с ростом σ первоначально наблюдается некоторое повышение R_x и V_P (рис. 5.7), однако после достижения некоторого значения σ в процессе развития неупругой деформации имеет место понижение обоих параметров. Это понижение, вероятно, можно объяснить тем, что еще задолго до разрушения в образце накапливалось большое число микротрещин, заполняющихся жидкостью под давлением.

Сопоставляя кривые V_P и R_x , представленные на рис. 5.7, можно видеть, что эти два параметра изменяются качественно подобным образом. Однако R_x является более чувствительным детектором изменения напряженного состояния породы: в то время как изменения V_P не превосходят 5—7 %, изменения R_x доходят до 100—200%.

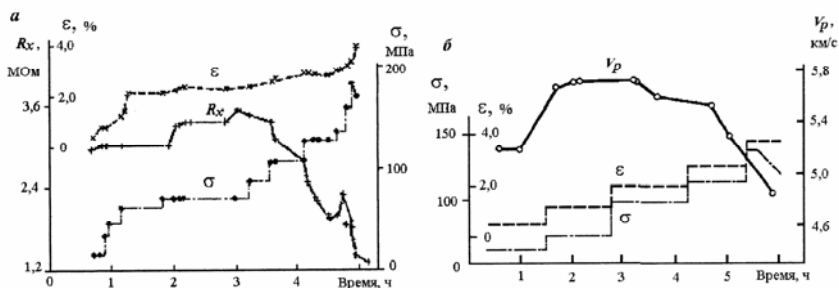


Рис. 5.7. Изменения электрического сопротивления R_x (а) и скорости продольных волн V_P (б) в открытой системе в условиях роста осевого давления σ при постоянном поровом $P_i = 30$ МПа и всестороннем $P_H = 50$ МПа давлениях

Следует отметить, что результаты сравнительного наблюдения за вариациями V_p и ρ позволяют более детально судить о физическом состоянии деформируемой породы. Вариации скорости упругих волн V_p обусловлены структурными изменениями в порово-трещинной сети породы [Стаховская, Микаэлян, Соболев, 1981; Микаэлян, Стаховская, Жуков и др., 1987].

В то же время вариации ρ зависят от движения жидкой фазы и величины проницаемости в процессе этих изменений [Физические свойства ..., 1976; 1978; 1988]. В некоторых случаях они дают противоположный эффект, в частности при заполнении жидкостью под давлением ранее изолированных сухих пор [Микаэлян, 1977]. Отметим также, что характер поведения образцов известняков, отобранных в разных местах, в целом одинаков независимо от места его отбора.

Сравнительный анализ результатов экспериментов, проведенных в открытой и закрытой системах при одинаковых значениях P_H и P_i , свидетельствует, что в закрытой системе падение электрического сопротивления может служить признаком подготовки разрушения. Существенно и то, что в закрытой системе его реализация начинается при более низких значениях осевой нагрузки, чем в открытой системе.

О процессе подготовки разрушения в закрытой системе свидетельствуют бухтообразные вариации ρ на фоне его общего понижения и прекращение роста P_i , а в открытой системе — быстрое понижение ρ и V_p . В обоих случаях имеют место необратимые процессы, связанные с развитием дилатансии. При этом процессы микроразрушения и последующего закрытия дефектов могут следовать друг за другом, на что указывает бухтообразный характер понижения электросопротивления.

Как известно, в механизме образования трещин в условиях порового давления большую роль играют эффект Ребиндера, связанный с расклинивающим воздействием адсорбционных слоев [Ребиндер 1957], а также неравнозначное влияние гидростатического порового давления жидкости на нормальные и касательные напряжения на берегах существующих в породе трещин [Киссин, 1974].

В природе гидродинамически изолированные системы (так называемые гидродинамические аномалии) имеют большое распространение. Особенно часто они наблюдаются в районах гидротех-

нических сооружений [Киссин, 1977] и зонах аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Образование разрывов в горных породах этих районов может повлечь за собой сейсмические события, стать «триггерным механизмом» для реализации горного удара, а также спровоцировать активизацию СД-процессов в зонах разломов.

Подводя итоги, можно отметить, что разрушение образцов многофазных пород в гидродинамически открытой и закрытой системах при одном и том же всестороннем давлении предваряется понижением электрического сопротивления пород. Причем в закрытой системе понижение сопротивления начинается при более низких напряжениях (как и само макроразрушение) и имеет бухтообразные вариации, свидетельствующие об актах внутреннего микроразрушения. Предвестником разрушения в закрытой системе можно считать прекращение роста порового давления и бухтообразные вариации порового давления в условиях увеличения внешнего или эффективного сжатия. Между скоростью распространения упругих продольных волн и электрическим сопротивлением горных пород в открытой системе имеет место прямая корреляция, причем электрическое сопротивление является более чувствительным детектором изменения порового сопротивления и структурных изменений в породе.

Глава 6

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ НА ДЕФОРМАЦИИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

6.1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ
ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВЛИЯНИИ
ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ

6.2. МОДЕЛИРОВАНИЕ БЫСТРОГО
СБРОСА ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ

6.3. СТУПЕНЧАТОЕ СНИЖЕНИЕ
ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ

6.1. Существующие представления о влиянии изменений порового давления

В результате снижения пластового давления и сохранения без изменений горного давления вышележащих пород будет происходить перераспределение напряжений. Ту часть нагрузки, которую принимал на себя содержащийся в порах горных пород флюид (газ, вода, нефть и т.д.), будет воспринимать уже скелет породы, ее твердая матрица.

В связи с тем, что существующие методы исследования скважин не позволяют напрямую исследовать деформационные процессы, происходящие в пласте, то было предпринято физическое моделирование этих процессов в лабораторных условиях.

Разнообразие режимов разработки месторождений, то есть отбора из пласта порового флюида, можно свести в первом приближении к двум вариантам физического моделирования. Первый — это снижение порового давления внутри образцов с различной скоростью. Второй вариант моделирования — это увеличение всестороннего сжатия при сохранении величины порового давления неизменной, был рассмотрен выше. В обоих случаях при этом происходит рост эффективного напряжения:

$$\sigma_{\text{эф}} = \sigma_{\text{г}} - n P_{\text{пор}}, \quad (6.1)$$

где $\sigma_{\text{г}}$ — геостатическое или всестороннее давление, величина которого определяется мощностью и плотностью вышележащих горных пород; n — коэффициент разгрузки, зависящий от свойств скелета породы и слагающих ее минералов.

Возможные изменения коэффициента n заключены в пределах от 0 до 1, причем для высокопористых песчаных коллекторов $n = 1$, а среднее значение можно принять $n = 0,85$ [Добрынин, 1970]. Отметим и то, что, рассматривая динамику изменений физико-механических свойств пород во времени, а не в пространстве, зна-

чение этого коэффициента не будет изменяться. Следовательно, на динамику изменений во времени эффективного напряжения влияющие будут оказывать только вариации пластового давления, так как геостатическое давление в этом случае остается неизменным.

Представление об эффективном напряжении, действующем на скелет породы, было введено в 1925 г. К.Терцаги [Terzachi, Peck, 1967]. В работе [Brandt, 1955] предполагается, что физические свойства пород, в частности скорость распространения упругих продольных волн, зависят не от дифференциального давления $P_{\text{диф}} = P_{\text{вс}} - P_{\text{пор}}$, а от эффективного $P_{\text{эф}}$ (обычно давление обозначается или P , или σ). Однако в работе [Hicks, Verri, 1956] отмечается, что скорости упругих продольных волн зависят от дифференциального давления, то есть коэффициент n равен приблизительно единице и не зависит от давления. Аналогично в работе [Wyllie et al., 1962] указано, что изменение порового давления при постоянном внешнем давлении влияет на скорость распространения упругих волн так же, как изменение внешнего давления при постоянном поровом давлении и, следовательно, $n = 1$.

В то же время J. Geertsma (1957), изучая изменение объема породы под действием эффективного давления, высказал предположение о зависимости коэффициента n от объемной сжимаемости скелета породы $\beta_{\text{ск}}$ и сжимаемости твердой фазы $\beta_{\text{тв}}$:

$$n = \frac{\beta_{\text{ск}} - \beta_{\text{тв}}}{\beta_{\text{ск}}}. \quad (6.2)$$

Позднее I. Fatt (1958) подтвердил экспериментально, что

$$n = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial P_{\text{пор}}} \right)_{PT} / \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_{PT}, \quad (6.3)$$

где V — объем образца; T — температура.

При этом было установлено, что повышение внутреннего давления при неизменном внешнем давлении увеличивает объем, наблюдающийся при изменении внешнего давления при постоянном внутреннем давлении только на $\frac{3}{4}$, то есть $n = 0,75$.

В.Н. Щелкачев в своей работе (1959) не отметил существенных изменений коэффициента n от давления, но для определения эффективного давления использовал среднее значение $n = 0,85$.

Экспериментальные измерения [Авчян и др., 1975; 1968] скоростей упругих продольных волн, удельного электрического сопротивления и объема пор различных пород показали, что этот коэффициент n зависит не только от состава и структуры породы, но и от измеряемого параметра.

Как отмечали А.Н. Ставрогин и А.Г. Протосеня (1985; 1992), а также ряд других исследователей, существует практическое совпадение хода кривых изменения деформации образцов при росте нагрузки, для которых эффективное давление одинаково.

Согласно работам [Щелкачев, 1959; Brandt, 1955; Carpenter Ch., Spenser, 1940 и др.] безразмерный коэффициент n указывает на различие изменений объема скелета породы, вызванных всесторонним и поровым давлением.

Как известно, рост порового давления приводит к снижению дифференциального давления на породу, что в свою очередь приводит к увеличению объема скелета породы. Вместе с тем под действием повышающегося порового давления происходит сокращение объема минеральных частиц, составляющих твердую фазу породы, а следовательно, и уменьшение объема скелета породы. В связи с этим значение коэффициента n будет незначительно и сложным образом зависеть от структуры и состава пород, и можно принять его в первом приближении не зависящим от давления в диапазоне исследований и равным единице.

Все это позволяет использовать оба варианта физического моделирования процесса разработки месторождений: как путем изменения порового давления, так и путем изменения всестороннего давления образцов горных пород.

Процесс разработки месторождений углеводородов кроме непосредственного деформирования при снижении пластового давления сопровождается и деформированием пород релаксационного характера. Основными фильтрационно-емкостными характеристиками пород, определяющими возможности добычи газа, являются их пористость и проницаемость. Они тесно зависят от величины объемной деформации породы [Павлова 1975; Рыжов, 1990; Рыжов, Савченко, 1994; Перепеличенко, Дербенев, Тан Цин Ю, 2004], которая зависит от времени. Поэтому были использованы данные о деформировании образцов в процессе длительных экспериментов.

Учитывая, что увеличение напряжений на глубинах нескольких километров вызывает деформацию порового пространства, заполненного флюидом, а минеральный скелет породы остается практически несжимаемым, то можно полагать, что временной ход деформаций будет достаточно хорошо отражать изменения пористости образцов пород.

Первый вариант моделирования режима разработки месторождений был реализован с использованием образцов широко распространенной осадочной горной породы — известняка.

Образцы изготавливались в виде цилиндров диаметром 30 мм и высотой 60—90 мм. Они предварительно насыщались дистиллированной водой при воздействии вакуума до тех пор, пока их масса не оставалась постоянной. Затем образцы помещались в твердотельную камеру высокого давления, позволяющую создавать квазисвободное сжатие образца с помощью установки моделирования геологических процессов (УМГПМ), подробно рассмотренной в работе [Жуков, Карьев, Сердюков, Емельянов, 1992].

Установка УМГПМ позволяла создавать длительное (десятки и сотни суток), постоянное (с точностью до 5 %) нагружение и поровое давление образца. Деформация образца рассчитывалась на основе известных размеров образца и регистрируемого перемещения стального пуансона, передающего нагрузку на образец.

Нагрузка на образец увеличивалась ступенями с одновременной регистрацией усилия, прикладываемого к образцу, его деформации и порового давления. Исходя из того, что при росте всестороннего давления происходит сжатие только порового пространства, а скелет породы практически не сжимается, были рассчитаны изменения коэффициента пористости по данным деформации образца (рис. 6.1). Пористость образца при атмосферном давлении была принята за 100 %. Зависимость изменения коэффициента пористости от эффективного напряжения можно аппроксимировать ($R^2 = 0,99$) линейным уравнением вида

$$\Delta K_{п} = K_{п_0} - A \sigma_{эф}, \quad (6.4)$$

где $\Delta K_{п}$ — относительное изменение текущего коэффициента пористости (в % от $K_{п_0}$); $K_{п_0}$ — коэффициент пористости при атмосферных условиях; A — коэффициент, зависящий от физико-механических свойств образца; $\sigma_{эф}$ — эффективное напряжение, МПа.

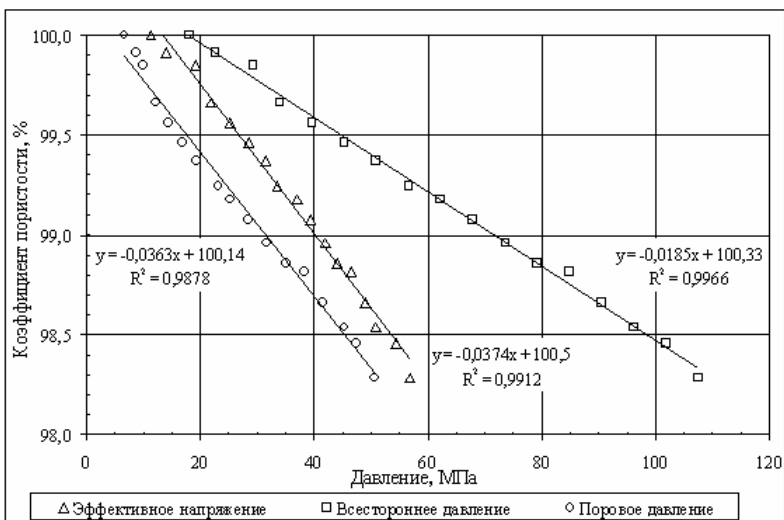


Рис. 6.1. Изменение коэффициента пористости при увеличении нагрузки на образец

После достижения всестороннего давления 100—110 МПа, отвечающего пластовым условиям на глубинах 3—5 км, образцы выдерживались в этих условиях длительное время (сотни часов) до стабилизации процессов в них (рис. 6.2). В течение всего эксперимента проводили измерения деформации образца с помощью индикаторов часового типа с точностью 0,001 мм, поровое давление определялось по манометру с точностью не хуже 0,4 %, приложенное напряжение измерялось с точностью 1 МПа.

Процессы стабилизации состояния образца продолжались довольно длительное время. Деформация образца, находящегося в этих условиях, хорошо описывается ($R^2 = 0,88$) логарифмической зависимостью:

$$\varepsilon_t = A \ln(t) + B, \quad (6.5)$$

где ε_t — деформация образца в момент времени t ; t — время, прошедшее с момента завершения изменений давлений, ч; A — коэффициент, зависящий от реологических свойств материала образца (в нашем случае $A = 0,0875$); B — значение текущей деформации образца на момент времени $t = 1$ ч.

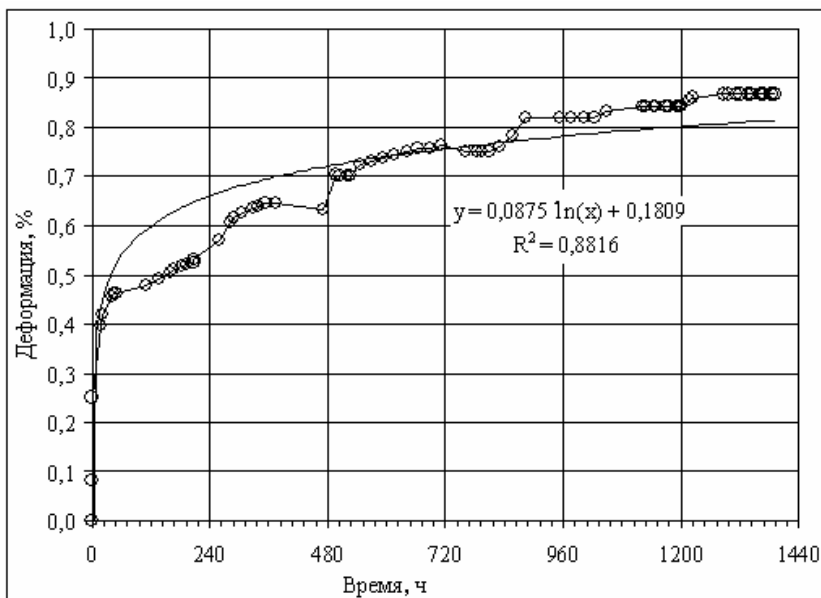


Рис. 6.2. Деформация образца после роста всестороннего и порового давлений (эксперимент 18)

Эта эмпирическая формула применима, естественно, только для расчета деформаций после окончания изменений пластового давления, а деформации, возникающие в процессе роста или снижения пластового давления (изменений эффективного давления), по формуле (6.5) рассчитывать не имеет смысла, так как они будут заведомо занижены.

6.2. Моделирование быстрого сброса порового давления

Моделирование уменьшения порового давления (аналог пластового давления) проводилось либо путем быстрого (в течение нескольких секунд) снижения его до нуля, либо небольшими ступенями с интервалом длительностью до нескольких десятков суток между ними.

Известно, что довольно редким явлением, но наиболее опасным при разработке месторождений, является аварийный выброс и

свободное неуправляемое фонтанирование флюида. Физической моделью этого процесса в первом приближении может служить резкое (в течение нескольких секунд или минут) снижение порового давления в образце (рис. 6.3).

Результаты проведенных такого рода экспериментов [Жуков 2002; Жуков, Кузьмин, 1996] показывают (рис. 6.3, 6.4), что при этом деформация образца сначала резко увеличивается: происходит резкое уменьшение размера образца в направлении оси приложения нагрузки амплитудой до 0,3—0,4 %. Длительность этой стадии деформирования образца сопоставима со временем снижения порового давления. Затем наступает стадия затухающего деформирования. Амплитуда деформации на этой стадии достигает 0,4—0,5 %, продолжительность ее 3—5 сут.

После относительной стабилизации процессов в образце вновь продолжается медленное деформирование (см. рис. 6.4), подобное тому, что наблюдается во время приложения постоянной нагрузки, то есть стадии установившейся ползучести. Оценка коэффициента сжимаемости образца, то есть величины деформации образца при снижении порового давления на 1 МПа, дает значение $(1 \div 4) \cdot 10^{-5}$.

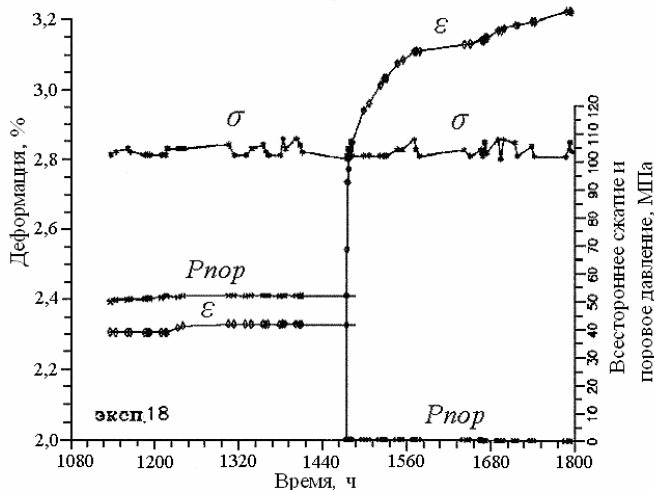


Рис. 6.3. Изменение деформации образца при быстром снижении порового давления

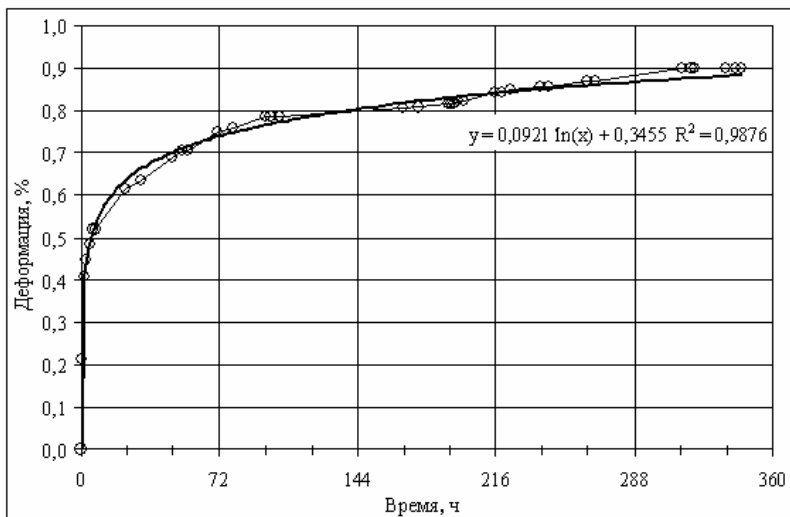


Рис. 6.4. Деформация образца после сброса порового давления (эксперимент 18)

Аналогично предыдущему примеру временной ход деформирования образца после сброса порового давления (см. рис. 6.4) с высокой степенью достоверности ($R^2 = 0,99$) можно аппроксимировать логарифмической функцией:

$$\varepsilon_t = A \ln(t) + B, \quad (6.6)$$

где ε_t — деформация образца в момент времени t ; A — коэффициент, зависящий от физико-механических свойств образца (в нашем случае $A = 0,0921$); t — время от момента сброса напряжения, ч; B — деформация образца в момент времени $t = 1$ ч.

Сопоставление эмпирических зависимостей деформации от времени (см. рис. 6.2 и 6.4) показывает, что материал образца изменился незначительно: коэффициенты A формул (6.5) и (6.6) мало отличаются между собой (0,0875 и 0,0921). Это также подтверждает возможность использования такого рода расчетов для оценки вероятных деформаций пластов коллекторов при снижении пластового давления в них при разработке месторождений газа и эксплуатации ПХГ.

6.3. Ступенчатое снижение порового давления

Обычно разработка месторождений идет путем постепенного извлечения флюида. Наиболее адекватным этому процессу было бы проведение эксперимента со снижением порового давления с заранее задаваемой или регулируемой в процессе эксперимента скоростью. Но, в первом приближении, можно ограничиться ступенчатым снижением порового давления. Результаты такого рода экспериментов показаны на рис. 6.5, а основные параметры приведены в табл. 6.1.

Каждая ступень снижения порового давления сопровождалась деформированием образца. Для сопоставления были взяты первые 10 сут (240 ч) после снижения давления.

Из рис. 6.6 и приведенных ниже эмпирических зависимостей видно, что на первых ступенях логарифмическая зависимость деформации от времени имеет четко выраженный характер, достоверность аппроксимации R^2 близка к единице и значение коэффициента при логарифме наибольшее (0,0304 — 0,116).



Рис. 6.5. Изменение деформации образца при моделировании быстрого снижения пластового давления

Деформация образцов при снижениях порового давления

№ образца	Начальное давление, МПа	Конечное давление, МПа	Изменение давления, МПа	Изменение деформации, %	Коэффициент сжимаемости, 10^{-5} МПа^{-1}
18	51,4	0,3	51,1	0,214	4,20
19	22,2	0,0	22,2	0,002	0,01
22	60,0	54,5	5,5	0,310	56,20
22	54,5	38,4	16,1	0,050	3,10
24 (P1)	40,5	31,0	9,5	0,055	5,80
24 (P2)	35,0	30,2	5,2	0,015	2,90
24 (P3)	28,8	20,2	8,6	0,012	1,40
24 (P4)	27,4	19,2	8,2	0,003	0,40
24 (P5)	21,4	12,4	9,0	—	—
24 (P6)	17,2	0,2	17,0	—	—
38	52,6	0,5	52,1	0,047	0,90

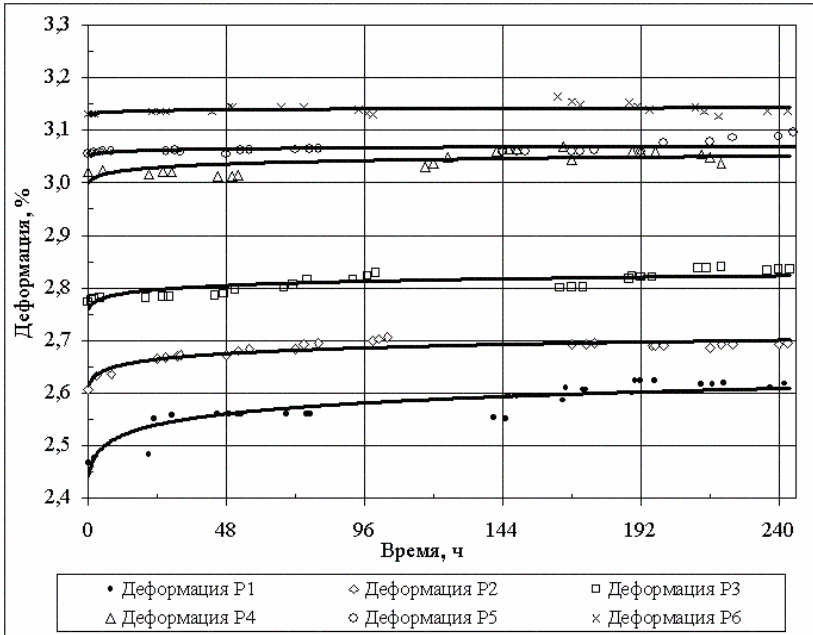


Рис. 6.6. Изменение деформации образца при последовательном ступенчатом снижении порового давления (эксперимент 24)

$$\text{Снижение } P1 \quad \varepsilon_t = 0,0304 \ln(t) + 2,442 \quad R^2 = 0,817$$

$$\text{Снижение } P2 \quad \varepsilon_t = 0,0160 \ln(t) + 2,613 \quad R^2 = 0,865$$

$$\text{Снижение } P3 \quad \varepsilon_t = 0,0116 \ln(t) + 2,759 \quad R^2 = 0,667$$

$$\text{Снижение } P4 \quad \varepsilon_t = 0,0097 \ln(t) + 2,998 \quad R^2 = 0,442$$

$$\text{Снижение } P5 \quad \varepsilon_t = 0,0035 \ln(t) + 3,051 \quad R^2 = 0,281$$

$$\text{Снижение } P6 \quad \varepsilon_t = 0,0024 \ln(t) + 3,129 \quad R^2 = 0,181$$

Начиная с четвертой ступени снижения порового давления и далее ($P4$, $P5$, $P6$), деформирования образца практически не отмечено и аппроксимация логарифмической зависимостью дальнейшего деформирования становится менее достоверной (R^2 менее 0,5).

Полученные данные позволяют предположить, что при последовательном снижении порового давления происходит ужесточение образца и, достигнув определенного уровня деформации, он в дальнейшем не деформируется при последующих снижениях порового давления.

Порог деформационного реагирования на снижение порового давления для исследованных образцов известняка можно по эмпирическим данным принять равным 20 — 25 МПа. Ниже этого порога образцы практически не деформировались при дальнейшем снижении порового давления.

Этот выявленный факт уменьшения деформационной реакции образца со снижением порового давления заслуживает внимания и дальнейшей экспериментальной проверки и уточнения. В случае подтверждения этой зависимости ее можно применить для оценки возможных просадок кровли пластов коллекторов при снижении пластового давления в процессе эксплуатации месторождений.

О том, что необратимое уменьшение коэффициента пористости (параметра, по сути, близкого к коэффициенту объемной сжимаемости) уменьшается и может достигнуть нулевого значения с увеличением глубины залегания пород (или, что практически то же самое, роста эффективного напряжения) отмечается и в работе В.М. Добрынина с соавторами.

Отметим, что на этапе роста всестороннего сжатия коэффициент сжимаемости образца составлял $1,76 \cdot 10^{-4}$ МПа⁻¹, а при снижении нагрузки на образец, в конце эксперимента, он составил $1,13 \cdot 10^{-4}$ МПа⁻¹. Однако рассчитанный таким же образом ко-

эффицент сжимаемости образца на этапе увеличения порового давления составил $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ МПа}^{-1}$, а при снижении порового давления — в среднем $0,4 \cdot 10^{-4} \text{ МПа}^{-1}$. То есть, несмотря на длительное время деформирования образца при постоянной нагрузке, его упругие свойства, в частности сжимаемость (величина, обратная модулю всестороннего сжатия), изменились незначительно, сохранив при этом порядок своей величины. Различие в значениях деформационной реакции образца на изменения нагрузки и порового давления обусловлено тем, что прикладываемая к образцу нагрузка имеет однозначно осевое направление, а поровое давление обладает объемным характером воздействия.

Уменьшение, а затем и приостановка процесса деформирования образца при снижении порового давления может служить признаком ужесточения образца и возможности перехода в дальнейшем к активизации сейсмоакустической эмиссии.

В природных условиях, как показано во второй главе, при разработке месторождений нефти и газа вначале также отмечены просадки земной поверхности, т.е. активные деформационные процессы, а затем, по мере откачки флюида (снижения порового или пластового давления), происходит активизация техногенной сейсмичности.

Глава 7

ПРОСТРАНСТВЕННО- ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

7.1. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ
АНОМАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ
ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

7.2. АНАЛИТИЧЕСКОЕ
МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ
ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ
ГОРНЫХ ПОРОД
ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

7.3. ВАРИАЦИИ КОМПЛЕКСА
ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПОДГОТОВКЕ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КОПЕТДАГСКОМ
СЕЙСМОАКТИВНОМ РЕГИОНЕ

Пространственно-временная динамика физических свойств горных пород при подготовке землетрясений

7.1. Количественная модель аномальных деформаций при подготовке землетрясений

Согласно модели подготовки тектонического землетрясения в молодых осадочных бассейнах, разработанной ранее одним из авторов [Кузьмин, 1990], на первой стадии этого процесса в некотором объеме среды (будущем очаге землетрясения) происходит постепенное накопление числа и увеличение размеров трещин. На второй стадии происходит взаимодействие трещин и увеличение интегральной трещиноватости — дилатансия. Земная поверхность в очаговой области испытывает поднятие, что приводит к накоплению потенциальной энергии. Стадия 3 характеризуется локализацией процесса разрушения с падающей диаграммой напряжение — деформация, что приводит к увеличению интегральной жесткости всего приподнятого в поле силы тяжести слоя. После формирования сдвигового магистрального разрыва, происходит землетрясение, приподнятый участок опускается, совершая при этом положительную работу и уменьшая, тем самым, запас потенциальной энергии системы.

Для количественного описания процессов формирования деформационных предвестников в рамках описанной выше модели представляется возможным рассматривать очаг готовящегося землетрясения как деформационное включение с уменьшающимися во времени эффективными упругими модулями (модель мягкого включения). Так как натурные измерения проводятся на земной поверхности, то необходимо определить вертикальные и горизонтальные смещения, горизонтальные деформации и наклоны земной поверхности в окрестности очага-включения, обусловленные его развитием в ходе подготовки землетрясения.

Для данного региона характерно одноосное тектоническое напряжение субмеридиональной ориентации и субширотное простираание основных тектонических нарушений — глубинных разломов

[Курбанов, Лыков, 1972; Горелов, Курбанов, 1994], существенное изменение во времени исключительно объемного модуля упругости и, следовательно — $\delta K \neq 0$, $\delta \mu = 0$. [Безгодков, Чавушян, 1988]. Принимая ориентацию оси OX_1 вдоль простирания глубинных разломов, т.е. примерно в субширотном направлении, а оси OX_2 вдоль линии действия тектонических напряжений — в субмеридианальном направлении, и вводя величину относительного изменения упругих модулей среды внутри включения по отношению к величине модулей вне включения в виде $\alpha = \delta K/K$, получим выражение для смещений земной поверхности, которое уже приводилось в главе посвященной математическому моделированию деформационных процессов:

$$U_r = -\frac{\alpha \sigma}{3} \iiint_V \delta_{ij} G_{ij}^{(r)} dV_\xi. \quad (7.1)$$

Здесь интегрирование ведется по объему очага-включения, поэтому крайне важно правильное использование формы очага.

Для слабых землетрясений ($M < 5$) очаг, как правило, представляют в виде сферы, эллипсоида вращения или кругового цилиндра [Ризниченко, 1965]. Остановимся на форме очага в виде горизонтального кругового цилиндра (рис. 7.1), ориентированного вдоль оси OX_1 , хотя вполне приемлемым является и представление очаговой зоны в виде сферы для слабых, достаточно удаленных, и происходящих вне активных разломов сейсмических событий.

Очаг может быть представлен также в виде кругового цилиндра бесконечного простирания в случае, когда очаговая зона представляет собой достаточно протяженный участок разлома, или при достаточно близких и сильных землетрясениях [Изюмов, 1990; Кузьмин, 1990].

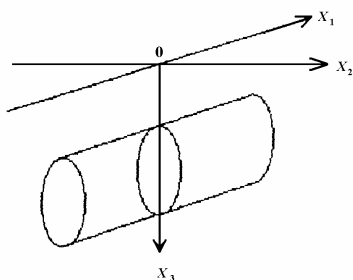


Рис. 7.1. Геометрическая модель будущего очага землетрясения

Выражения для горизонтальных U_2 и вертикальных U_3 смещений, в общем виде, будут следующими (см. 2.2):

$$U_2 = \frac{\alpha(1-2\nu)\sigma}{6\pi\mu} \iiint_V \frac{y \, dx \, dy \, dz}{R^3}, \quad (7.2)$$

$$U_3 = \frac{\alpha(1-2\nu)\sigma}{6\pi\mu} \iiint_V \frac{z \, dx \, dy \, dz}{R^3}, \quad (7.3)$$

где $R^2 = x^2 + y^2 + z^2$.

Для получения смещений земной поверхности достаточно вычислить интегралы по объему включения (в данном случае по объему горизонтального цилиндра, ограниченного по простиранию), либо использовать упомянутую выше гравидеформационную аналогию.

Исходя из этой аналогии для очага-включения в виде горизонтального кругового цилиндра радиусом r , длиной $2l$, расположенного вдоль оси OX_1 с центром координат над центром включения (рис. 7.1) для горизонтальных U_2 и вертикальных U_3 смещений были получены следующие выражения:

$$U_2 = \Phi \frac{r^2 x_2}{x_2^2 + h^2} \left(\frac{l + x_1}{\sqrt{x_2^2 + (l + x_1)^2 + h^2}} + \frac{l - x_1}{\sqrt{x_2^2 + (l - x_1)^2 + h^2}} \right), \quad (7.4)$$

$$U_3 = \Phi \frac{r^2 h}{x_2^2 + h^2} \left(\frac{l + x_1}{\sqrt{x_2^2 + (l + x_1)^2 + h^2}} + \frac{l - x_1}{\sqrt{x_2^2 + (l - x_1)^2 + h^2}} \right), \quad (7.5)$$

где «физический» множитель:

$$\Phi = \frac{\alpha(1-2\nu)\sigma}{6\pi\mu}, \quad (7.6)$$

здесь, как и прежде, $\alpha = \delta K/K$ — относительное изменение объемных упругих модулей среды во включении, ν — коэффициент Пуассона среды, σ — региональные тектонические напряжения, μ — модуль сдвига среды.

Для получения количественных оценок формирования деформационных предвестников необходимо связать геометрические, размеры очага (половину длины l и радиус r) с магнитудой M , готовящегося землетрясения.

Н.В. Шебалин [1971] для очага в виде эллипсоида вращения с осями L и l предложил корреляционные формулы связи размеров очаговой зоны:

$$L_{km} = 10^{0,7M-2,8} \text{ при } M \geq 5, \quad (7.7)$$

$$l_{km} = 10^{0,3M-0,8} \text{ при } M \geq 5, \quad (7.8)$$

$$L_{km} = l_{km} = 10^{0,5M-1,8} \text{ при } M < 5. \quad (7.9)$$

Ю.В. Ризниченко [1965] предложил взаимосогласованные зависимости длины очага L и ширины очага W в виде:

$$Lg(L_{km}) = -1,289 + 0,440 M, \quad (7.10)$$

$$Lg(W_{km}) = -1,448 + 0,401 M, \quad (7.11)$$

Если сравнивать размеры очаговых зон по Н.В. Шебалину: длины осей L , l , объем очаговой зоны — эллипсоида вращения $V_3 = (\pi L^2 l)/6$ и по Ю.В. Ризниченко: L , W , объем очаговой зоны — кругового цилиндра $V_{ц} = (\pi W^2 L)/4$, а также рассматривая величину $(V_3 - V_{ц})/V_{ц}$, показывающую относительное изменение объемов очагов по Н.В. Шебалину и Ю.В. Ризниченко, можно сделать следующие выводы.

Обе группы формул (7.7 — 7.9) и (7.10 — 7.11) дают близкие значения геометрических размеров очаговых зон в диапазоне магнитуд (M) от 4 до 8. Расхождение величин объемов для диапазона магнитуд от $M = 5$ до $M = 8$ составляет менее 20 %. Поэтому можно считать обе группы формул равнозначными. В дальнейшем используются формулы Ю.В. Ризниченко (7.10 — 7.11), так как в них даются значения, согласованные с другими параметрами очаговой зоны. Из этих формул можно получить половину длины $l = L/2$ и радиус очаговой зоны $r = W/2$:

$$l = 2,56 \cdot 10^{-2} \cdot 10^{0,44M}, \quad (7.12)$$

$$r = 1,77 \cdot 10^{-2} \cdot 10^{0,40M}. \quad (7.13)$$

Очаговая зона рассматривается как объемное включение с измененными, по сравнению с окружающей средой, эффективными упругими модулями или с некоторой «избыточной» деформацией e .

По определению объемная деформация:

$$3e = \delta \left(\frac{\Delta V}{V} \right). \quad (7.14)$$

Изменение объемной деформации за счет вариации упругих модулей:

$$\delta \left(\frac{\Delta V}{V} \right) = - \frac{\delta K}{K} \frac{\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}}{3K}. \quad (7.15)$$

Так как для плоской деформации: $\sigma_{22} = \sigma$; $\sigma_{11} = \sigma_{33} = \nu \sigma$. То:

$$e = - \frac{\alpha(1 + 2\nu)\sigma}{9K}. \quad (7.16)$$

Выразив объемный модуль K через μ и ν :

$$K = \frac{2\mu(1 + \nu)}{3(1 - 2\nu)}, \quad (7.17)$$

получим

$$e = - \frac{\alpha(1 - 4\nu^2)\sigma}{2(1 + \nu)\mu}. \quad (7.18)$$

Для средних значений величины региональных напряжений $\sigma = 100$ МПа, модуля сдвига $\mu = 10^4$ МПа, коэффициента Пуассона $\nu = 0,25$ получим связь величин e и α в виде:

$$e = -0,3 \cdot 10^{-2} \alpha, \quad (7.19)$$

$$\text{или } |\alpha| \cong 300e. \quad (7.20)$$

Для тектонического землетрясения под величиной избыточной деформации e следует понимать предел деформационной прочности горных пород, который, в свою очередь, меняется в довольно

узких пределах — 10^{-4} — 10^{-3} . Взяв некоторую «среднюю» величину предела прочности $5 \cdot 10^{-4}$, получим изменение эффективных упругих модулей

$$|\alpha| \approx 0,15 = 15 \%. \quad (7.21)$$

С другой стороны имеются многочисленные данные, которые характеризуют изменения во времени механических свойств горных пород в их естественном залегании (in situ). Известно, что по данным сейсмического просвечивания и наблюдениям земноприливных деформаций и наклонов можно определить величину α .

Так, например, если связать величину α с относительным изменением времен пробега волн при сейсмопросвечивании $\delta = \Delta t/t$, то, в случае, когда вариации времен пробега обусловлены вариациями скоростей продольных волн, получим:

$$\delta = \Delta t/t = \delta v_p/v_p. \quad (7.22)$$

Скорость продольных волн:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}. \quad (7.23)$$

Вариации скорости δv_p , обусловленные только вариациями объемного модуля δK ($\delta\mu = 0$), будут $\delta v_p = \frac{\delta K}{2\rho v_p}$, тогда

$$\delta = \frac{\delta v_p}{v_p} = \frac{\delta K}{2\rho v_p^2}, \quad (7.24)$$

и окончательно:

$$\alpha = -2\delta \left(1 + \frac{4}{3} \frac{\mu}{K} \right). \quad (7.25)$$

Выражая K через μ и ν

$$K = \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}\mu, \quad (7.26)$$

для значения $\nu = 0,25$, получим взаимосвязь относительного изменения упругих модулей α и относительного изменения времен пробега δ сейсмических волн в виде:

$$\alpha \cong -6,5 \delta . \quad (7.27)$$

В.И. Мячкин [1978] в качестве возможных значений δ указывал величины от 8 до 20 %, что соответствует изменению упругих модулей более чем на 100 %. В то же время по данным сеймопросвечивания на Камчатке [Мячкин, Долбилкина, Кушнир и др., 1975] и на Ашхабадском геодинамическом полигоне [Безгодков, Чавушян, 1988] можно говорить о величинах δ порядка 1—3 %. Этим значениям соответствует изменение значений эффективных упругих модулей до 20 %.

Анализ земноприливной информации [Латынина, Кармалева, 1978, Курбанов, Лыков, Кузьмин, 1983] указывает, что наблюдаемым вариациям амплитуд приливных наклонов и деформаций соответствуют изменения упругих модулей в диапазоне от 3—5 % до десятков процентов.

В дальнейшем в качестве возможных значений вариаций упругих модулей среды во включении примем типичное значение $\alpha = 10$ %. Тогда величина «физического» сомножителя для средних значений входящих в него параметров ($\nu = 0,25$, $\sigma = 100$ МПа, $\mu = 10^4$ МПа) будет $\Phi \cong 10^{-4}$.

Полученные формулы позволяют аналитически рассчитать смещения, деформации и наклоны земной поверхности в окрестности очаговой зоны-включения готовящегося тектонического землетрясения.

На рисунках 7.2 и 7.3 представлены горизонтальные и вертикальные смещения земной поверхности для землетрясения с $M = 6$ (радиус цилиндра-включения $r = 4,66$ км, половина длины его $l = 10$ км) и центром очаговой зоны, на характерной глубине очагов для территории Туркменистана, $h = 10$ км.

Анализ графических результатов (рис. 7.2 и 7.3) количественного моделирования аномальных изменений деформации при подготовке землетрясений с магнитудой $M = 6$ показал следующее.

Горизонтальные смещения U_2 симметричны относительно оси цилиндра-включения и имеют два максимума, расположенные

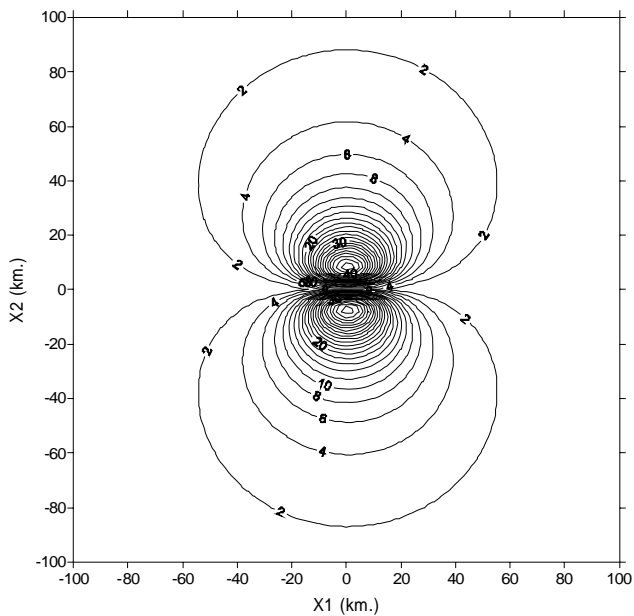


Рис. 7.2. Горизонтальные смещения земной поверхности, $|U_{2\max}| = 47$ мм

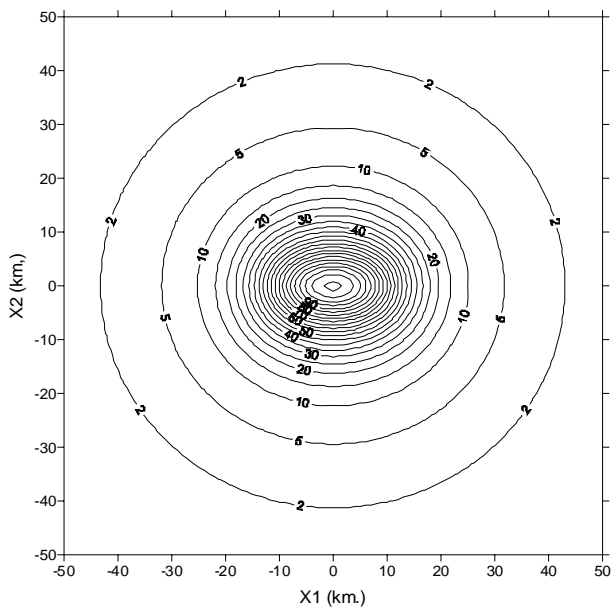


Рис. 7.3. Вертикальные смещения земной поверхности, $|U_{3\max}| = 111$ мм

справа и слева от центра цилиндра-включения на расстоянии порядка 10 км. Изолинии 2 мм, соответствующие предельной чувствительности современных методов геодезической съемки, расположены на расстоянии порядка 80 км от центра включения.

Вертикальные смещения U_3 имеют вид эллипсов, вытянутых вдоль оси включения. В то время как максимальная амплитуда вертикальных смещений в два с лишним раза больше горизонтальных смещений, но они затухают быстрее — изолиния 2 мм расположена на расстоянии около 40 км от центра включения.

Эти особенности пространственного распределения деформаций и наклонов необходимо учитывать в работах, связанных с мониторингом современных геодинамических процессов.

7.2. Аналитическое моделирование изменений электропроводности горных пород при подготовке землетрясений

Подготовка землетрясений происходит в сложно построенной геофизической среде, причем этот процесс охватывает лишь определенный объем, в котором происходят изменения физических свойств горных пород. Наблюдаемые с поверхности земли геофизическими методами эти изменения обычно интерпретируются как предвестники землетрясений. Общепринято, что в подготовке тектонических землетрясений главную роль играют механические (геодинамические) процессы и, естественно, в первую очередь необходимо рассмотреть изменения механических (деформационных) параметров объема, в котором происходит подготовка землетрясения.

Применяя коэффициенты перевода (тензочувствительности), определенные эмпирическим или расчетным путем, можно будет вычислить изменения физических свойств, обусловленные процессом подготовки землетрясения.

В ряде работ М.П. Садовского, Г.А. Соболева, И.П. Добровольского и других [Садовский и др., 1982; 1983; 1984; 1987; Ризниченко, 1965; Добровольский, 1991; Кузьмин, 1989; 1990; Добровольский, Зубков, Мячкин, 1980; Сидорин, Журавлев, 1980; Кузьмин, 1989; 1990; 1998 и др.] даются оценки изменений некоторых механических свойств горных пород при подготовке землетрясений.

Начиная с магнитуды $M = 5$ и более, землетрясения ощущаются большинством населения в эпицентральной области и могут вызывать разрушения. Поэтому, в дальнейшем будут рассматриваться изменения физических свойств горных пород при подготовке землетрясений с магнитудой 5 и более. В частности, рассмотрим изменения кажущегося электрического сопротивления, принимая, что неоднородность имеет форму шара.

В работе М.С. Жданова [1990] приводится формула для расчета графиков электропрофилирования для метода срединного градиента:

$$\rho_K = \rho_1 \left(1 + 2KR^3 \left(\frac{Z^2 - 2X^2}{(X^2 + Z^2)^{5/2}} \right) \right), \quad (7.28)$$

где Z — глубина залегания центра сферы, R — радиус сферического включения, $K = (\rho_2 - \rho_1) / (2\rho_2 + \rho_1)$ — коэффициент «отражения» тока от поверхности сферы, ρ_1 — электрическое сопротивление среды, окружающей сферу, ρ_2 — электрическое сопротивление внутри сферы, X — расстояние от проекции центра сферы на дневную поверхность до точки наблюдений.

Следует отметить следующие ограничения при использовании данного выражения. Расстояние между питающими электродами A и B должно быть много больше размеров сферической неоднородности, т.е. электрическое поле, в котором расположено включение, должно быть однородным. Практически достаточно принять $AB/2$ равным 5—10 R . При подготовке землетрясения с магнитудой $M = 5$ радиус неоднородности равен 2,33 км, и расстояние между питающими электродами должно быть не менее 25—50 км, что трудно выполнимо в реальных условиях. Т.е. приводимые ниже результаты можно считать оценкой возможных изменений кажущегося электрического сопротивления горных пород и иллюстрацией возможностей метода срединного градиента для исследования процессов этих изменений при подготовке землетрясений.

Для построения пространственных изменений кажущегося электрического сопротивления (графиков электропрофилирования) необходимо оценить величину максимальных изменений электрического сопротивления (ρ_2) в очаге. Исходя из опубликованных данных полевых наблюдений [Сидорин, Журавлев, 1980; Авагимов, Лыков, 1982; Авагимов и др., 1986; 1988] и лабораторных экс-

периментов [Жуков, Пономарев, 1990; Жуков, Стаховская, Пономарев, 1990; Соболев, Кольцов, 1988; Пономарев, 1983; Соболев, Пономарев, 2003] эту величину можно принять равной 50 %. Причем, необходимо отметить, что при лабораторных исследованиях [Жуков, Стаховская, Пономарев, 1990] наблюдались изменения электрического сопротивления до 10^6 в сторону его уменьшения. Связывалось это с образованием сплошного электропроводящего канала — трещин, заполненных поровой влагой, в пространстве между электродами.

С другой стороны, изменения электрического сопротивления образцов горных пород в связи с их деформацией, можно определить, используя коэффициент тензочувствительности. Он вычисляется как отношение относительного изменения электрического сопротивления $\Delta\rho/\rho$ к деформации образца ε . Данные совместных измерений электрического сопротивления и деформации образцов известняка Туркменистана, приведенные в [Жуков, Стаховская, Пономарев, 1990], дают величину коэффициента тензочувствительности порядка 100—150 для влагонасыщенных образцов и 10—40 для сухих. Причем, в данном случае, в расчетах были использованы значения полной деформации образцов в направлении оси сжатия, достигнутые к моменту разрушения образцов. Рассчитанные значения коэффициента тензочувствительности по локальным значениям деформации и сопротивления, полученными нами и взятым из работ Г.А. Соболева, А.В. Кольцова, А.В. Пономарева [Соболев, Кольцов, 1988; Пономарев, 1983, Соболев, Пономарев, 2003] имеют порядок 10^3 — 10^4 . Теоретические оценки величины коэффициента тензочувствительности, сделанные Т.Л. Челидзе [Челидзе, 1987; Челидзе, Авалиани, 1984; Авалиани, Челидзе, 1981] дают его максимальное значение порядка 10^5 .

Отметим, что приведенные значения коэффициента тензочувствительности относятся к разным величинам деформации. Максимальные значения коэффициента — $4 \cdot 10^6$ отмечались при малых деформациях (приливные деформации) порядка 10^{-8} в работе [Авагимов и др., 1988]. При значительных деформациях — порядка 10^{-3} — 10^{-2} коэффициент тензочувствительности имеет величину порядка 10—100. В целом, зависимость этого коэффициента от величины деформации является нелинейной, и опубликованные к настоящему времени данные не позволяют однозначно определить

зависимость коэффициента тензочувствительности от величины деформации. Но вполне обоснованно можно для расчетов принять значение коэффициента тензочувствительности равным 10^4 , и, тогда, можно считать, что деформация на уровне 10^{-6} приведет к изменениям электрического сопротивления горных пород порядка 10^{-2} , т.е. на несколько процентов.

В работе [Изюмов, Кузьмин, 1987] радиус зоны формирования деформационных предвестников землетрясений на уровне 10^{-6} для условий Ашхабадского сейсмоактивного района для неоднородности в виде сферического включения при землетрясении с магнитудой $M = 6$ имеет величину 60 км для проявления горизонтальных деформаций. Для уровня деформации 10^{-5} радиус составляет 25 км, а изменение сопротивления в нем можно ожидать на уровне 10 % или 0,1. Заметим, что разрушение горных пород обычно происходит при уровне деформации 10^{-3} — 10^{-4} , что позволяет ожидать изменений сопротивления в очаге готовящегося землетрясения до 100—1000 %.

Таким образом, можно выделить два источника формирования изменений кажущегося электрического сопротивления при подготовке землетрясений. Во-первых, это непосредственно очаг готовящегося землетрясения, в котором перед реализацией сейсмического события деформации достигают значений 10^{-4} — 10^{-3} , и который можно рассматривать как электрическую неоднородность (включение) с сопротивлением $\rho_2 = a \rho_1$, где a изменяется от 1 до 0,5. И во вторых, влияние деформации, испытываемое средой в окрестности очага, на величину электрического сопротивления горных пород через коэффициент тензочувствительности.

Следует отметить, что трудности, связанные с оценкой изменений деформации и сопротивления во времени при подготовке землетрясения можно преодолеть, используя методы квазистатики. Для этого были использованы значения изменений кажущегося сопротивления независимо от времени. Для этого весь процесс формирования изменений условно был разделен на несколько этапов (в рассматриваемом случае — семь). Причем для каждого этапа можно взять конкретные значения изменений деформации и электропроводности. Эти значения могут соответствовать тому или иному конкретному моменту процесса подготовки землетрясения в зависимости от особенностей его реализации.

Рассмотрим несколько модельных примеров, предполагая, что значение сопротивления внутри включения будет на уровне 0,9—0,5 или 90—50 % от первоначального. В первой модели предположим, что очаг готовящегося землетрясения имеет постоянный во времени размер, а изменяется только сопротивление внутри него (рис. 7.4). Глубину Z центра сферической неоднородности радиуса $R = 2,33$ км примем равной 5 км. Эти параметры отвечают в первом приближении очагу землетрясения с магнитудой равной 5.

Из рис. 7.4 видно, что, естественно, происходит увеличение амплитуды изменений кажущегося электрического сопротивления с уменьшением сопротивления внутри сферы. Следует обратить внимание на существование узлов пучности — точек пересечения данных графиков. Они показывают, что могут быть пункты наблюдений, в которых изменения электрического сопротивления не будут зарегистрированы. Это происходит при определенном сочетании пункта наблюдений и размеров неоднородности.

Интересны и зоны увеличения кажущегося электрического сопротивления при наличии неоднородности. При этом, естественно, в ближней зоне происходит уменьшение значения сопротивления, а

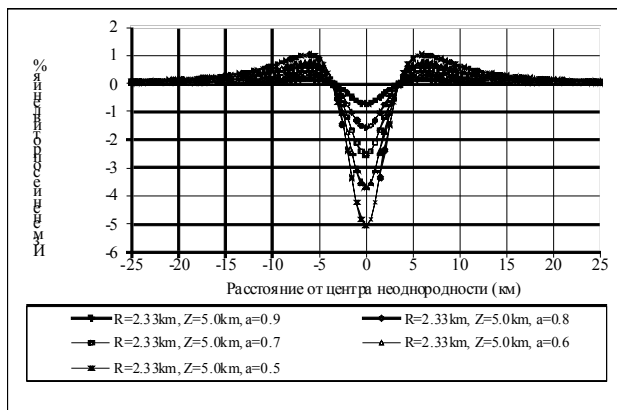


Рис. 7.4. Изменение кажущегося сопротивления по профилю, пересекающему сферическое включение, при последовательном снижении сопротивления включения от 0,9 до 0,5 от первоначального при глубине центра включения 5 км

в дальней зоне — увеличение кажущегося электрического сопротивления. Наличие таких зон может привести к тому, что на некоторых стационарных пунктах наблюдений, попадающих в дальнюю зону, будет регистрироваться не снижение сопротивления при подготовке землетрясения, а его возрастание.

Рассмотрим также вариант изменения глубины залегания включения, оставляя неизменным величину сопротивления во включении на уровне 0,5 от начального (рис. 7.5). Этот вариант позволяет оценить влияние глубины очага землетрясения на величину регистрируемых на поверхности изменений кажущегося электро-сопротивления. При этом наблюдается, естественно, снижение амплитуды изменений сопротивления с увеличением глубины залегания центра включения.

Определенный практический интерес при этом представляет расширение области снижения кажущегося электрического сопро-

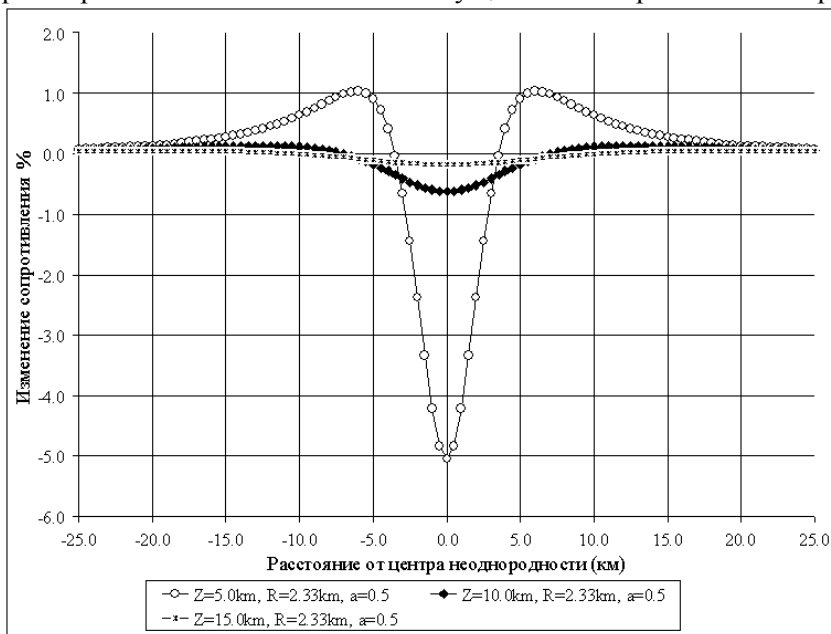


Рис. 7.5. Изменение сопротивления по профилю, пересекающему сферическое включение при увеличении глубины его залегания от 5 до 15 км

тивления с увеличением глубины залегания неоднородности. В соответствии с этой моделью можно построить палетки для решения обратной задачи, т.е. для определения параметров неоднородности, в частности глубины залегания центра неоднородности и его радиуса, по данным измерений кажущегося сопротивления на поверхности.

Во второй модели, которую имеет смысл рассмотреть, предполагается, что развитие очага землетрясения можно представить как неоднородность в виде сферы с увеличивающимся во времени радиусом. На рис. 7.6 приведены результаты расчетов для сферы, центр которой расположен на глубине 10км, изменения электрического сопротивления составляют 50 %. Сферическое включение начинает увеличиваться и ее радиус принимает значения 2 км, 4 км и в конце достигает значения 6км. Что соответствует очагу землетрясения с магнитудой 6.

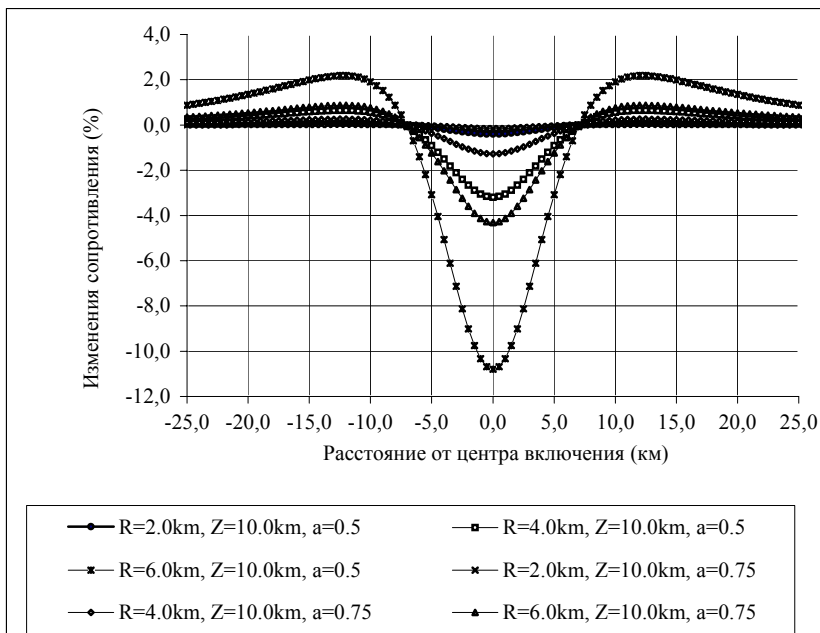


Рис. 7.6. Изменение сопротивления по профилю, пересекающему сферическое включение ($a = 0,5$ и $a = 0,75$) при увеличении его радиуса с 2 до 6 км

Естественно, что при увеличении радиуса неоднородности происходит увеличение амплитуды изменений кажущегося электрического сопротивления. Как и в первой модели, отмечаются узлы пучности — пункты нулевых изменений кажущегося электрического сопротивления, разделяющие области положительных и отрицательных изменений кажущегося сопротивления.

Существенно и то, что в данном случае не происходит расширения зоны отрицательных аномалий с ростом радиуса включения. Сравнение подобных графиков, построенных при значениях $a = 0,5$ и $a = 0,75$ показывает (рис. 7.6), что нет этого расширения и с уменьшением сопротивления внутри неоднородности. То есть в этой модели по размеру области снижения кажущегося электрического сопротивления можно судить о глубине залегания неоднородности.

Амплитуда аномального снижения кажущегося электрического сопротивления может свидетельствовать о размере неоднородности, но только в том случае, когда значение относительного изменения сопротивления остается постоянным во времени. Однако маловероятно, что в естественных условиях это предположение будет соблюдаться. Оценку радиуса неоднородности R и величины электрического сопротивления неоднородности можно сделать, используя более сложные зависимости их от формы распределения кажущегося электрического сопротивления на поверхности.

Наиболее вероятной и, по мнению авторов, лучше отражающей этапы развития очага землетрясения в реальности является модель, в которой происходит увеличение размера неоднородности с одновременным снижением электрического сопротивления в нем. Причем это снижение на начальном этапе охватывает весь объем неоднородности. Затем, начиная с определенной стадии (допустим при достижении радиуса неоднородности R величины $0,6—0,8 R_{\max}$) снижение сопротивления начинает локализоваться в меньшем объеме.

Такая модель, в первом приближении, отвечает современным представлениям о стягивании зоны подготовки магистрального разрыва в узкую зону. Результаты расчетов по этой модели приведены на рисунке 7.7, из которого видно, что и здесь сохраняются пункты нулевых изменений кажущегося электрического сопротивления. Размеры зоны уменьшения сопротивления сопоставимы с радиусом включения. Учитывая реальную возможность измерения кажущегося элек-

трического сопротивления с точностью 1 % можно ожидать уверенной регистрации предвестников землетрясения при изменениях сопротивления в готовящемся очаге землетрясения на 10 % и более.

Отметим, что при уменьшении области снижения сопротивления до малых размеров, изменения кажущегося электрического сопротивления на поверхности будут иметь малую (незначительную) величину даже при 50 % изменении сопротивления в готовящемся очаге землетрясения. В связи с этим можно ожидать возвращения графиков изменения кажущегося электрического сопротивления к фоновым значениям незадолго перед наступлением сейсмического события. А максимальная амплитуда уменьшения кажущегося сопротивления будет достигнута в пункте наблюдений, расположенном над центром включения, в момент, когда наибольший объем готовящегося очага землетрясения будет испытывать наибольшее снижение сопротивления.

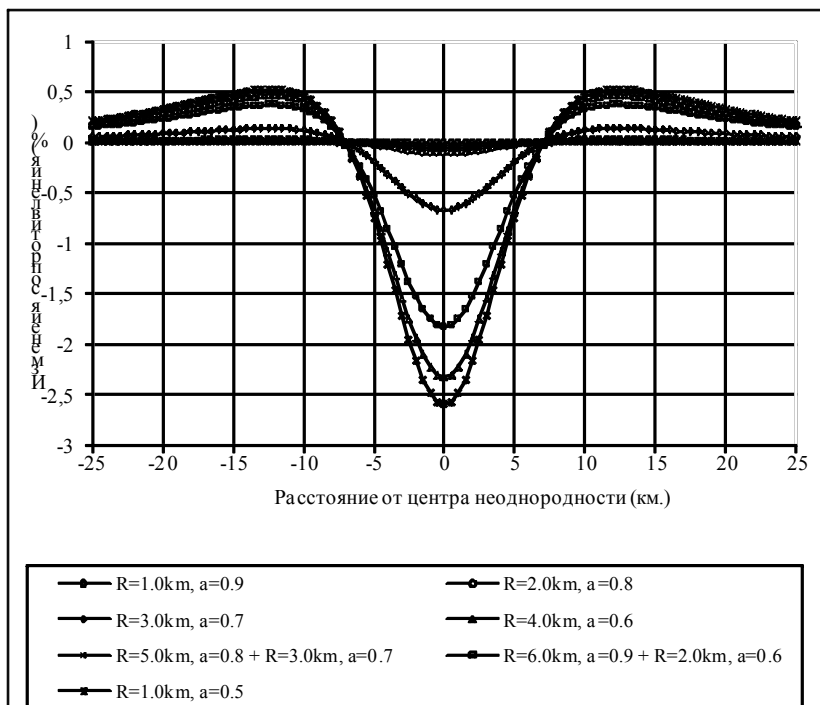


Рис. 7.7. Изменение сопротивления по профилю, пересекающему сферическое включение с меняющимися параметрами

График изменений кажущегося электрического сопротивления во времени над центром включения будет при этом иметь форму бухты, подобно описанным в работах [Добровольский, Зубков, Мячкин, 1980; Сидорин, Журавлев, 1980; Ризниченко, 1965; Добровольский, 1991; Соболев, Кольцов, 1988; Пономарев, 1988, Соболев, Пономарев, 2003]. В данной работе (рис. 7.8) он построен, используя условное разделение процесса подготовки землетрясения на отдельные этапы.

Следует отметить тот факт, что в дальней зоне подготовки землетрясения (на удалении большем характерного размера включения) временные изменения сопротивления имеют противоположный знак. Т.е. кажущееся электрическое сопротивление может увеличиваться перед землетрясением, если пункт наблюдений расположен вдали от зоны его подготовки.

Завершая обсуждение полученных результатов можно констатировать следующее:

1. При подготовке землетрясения можно ожидать как увеличения, так и снижения кажущегося электрического сопротивления, регистрируемого на поверхности методом срединного градиента. Причем в ближней к очагу зоне (примерно равной ее размерам) может отмечаться снижение сопротивления, а в дальней зоне — увеличение сопротивления.

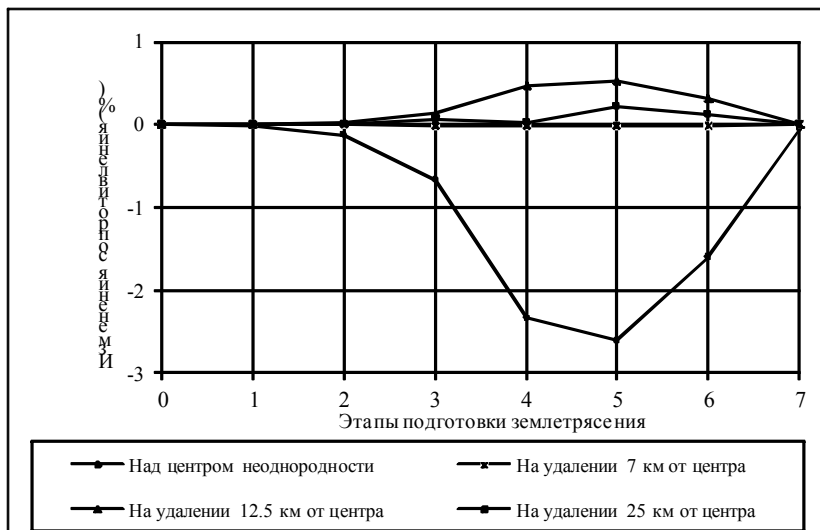


Рис. 7.8. Модель временных изменений кажущегося сопротивления на разных расстояниях от центра сложного включения

2. Глубина залегания формирующейся неоднородности сопоставима с размерами области снижения кажущегося электрического сопротивления. Амплитуда изменений кажущегося сопротивления уменьшается при увеличении глубины залегания включения.
3. При фиксированной глубине залегания включения величина аномальных изменений кажущегося сопротивления зависит как от размера включения, так и от величины снижения сопротивления в нем и можно рассчитать палетки для определения параметров включения, основываясь на априорно известных сведениях и используя формулы электроразведки.
4. Предложенные модели изменения размеров и сопротивления формирующейся неоднородности позволяют оценить максимально возможные изменения кажущегося электрического сопротивления значениями порядка 25—50 % во время подготовки землетрясений магнитуды 5—6 при использовании одного из методов электроразведки — метода срединных градиентов.

7.3. Вариации комплекса физических параметров горных пород при подготовке землетрясений в Копетдагском сейсмоактивном регионе

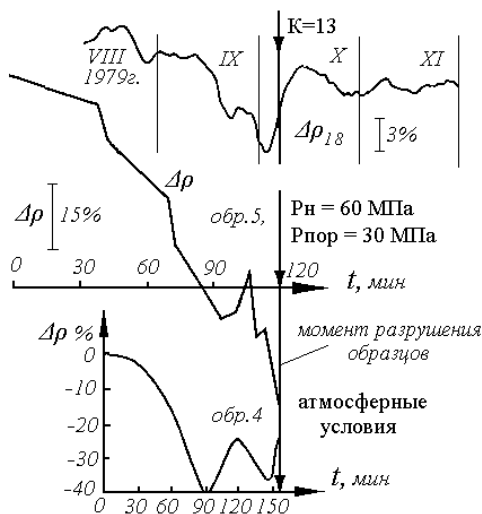
Динамика электрического сопротивления

Совокупность тектонических напряжений в области очага готовящегося землетрясения в первом приближении можно аппроксимировать одноосным сжатием в атмосферных условиях или при наличии всестороннего сжатия и порового давления. Для решения вопроса качественного соответствия условий эксперимента и натуральных условий подготовки землетрясений нами был взят период август-ноябрь 1979 года. На расстоянии 80 км от пункта полевых мониторинговых наблюдений за изменениями электрического сопротивления горных пород (методом скважинных переходных сопротивлений) 06 октября 1979 года произошло землетрясение с энергией 10^{13} Дж ($K=13$), которое предварялось аномальным изменением сопротивления [Жуков, Стаховская, Пономарев 1990].

Подтверждением возможности сопоставления лабораторных данных физического моделирования и полевых данных служит рисунок 7.9. Там приведен временной ход сопротивления горных пород ρ_{18} до землетрясения и после него в сопоставлении с динамикой сопротивления образцов горных пород, полученной в ходе лабораторных испытаний по разрушению образцов известняка в атмосферных условиях (образец 4) и при наличии всестороннего и порового давления (образец 5).

Видно, что на начальных стадиях, как увеличения осевого сжатия образцов, так и подготовки землетрясения, происходит снижение сопротивления. Обусловлено оно образованием новых токопроводящих, заполненных поровой жидкостью трещин или уменьшением извилистости уже существующих. Незадолго до землетрясения, как и перед разрушением образцов, были отмечены знакопеременные вариации электрического сопротивления горных пород. Само землетрясение произошло в момент роста сопротивления.

Увеличение сопротивления отмечено и перед разрушением образца при сжатии его в атмосферных условиях (обр.4). В тоже время сопротивление образца (обр.5), испытанного в условиях постоянного всестороннего ($P_n=60\text{МПа}$, соответствует глубинам порядка



2-3км) и порового давления, продолжало уменьшаться вплоть до его разрушения. Это «не соответствие» объясняется различными механизмами генерации аномалий, а также разными условиями, в которых находились эти образцы.

Рис. 7.9. Изменения электрического сопротивления горных пород (ρ_{18}) перед землетрясением и разрушением образцов ($\Delta\rho$).

В первом случае возникновение новых трещин и/или увеличение объема трещин в условиях отсутствия дополнительного источника влаги приводит к росту сопротивления образца.

Во втором случае наличие порового давления ($P_{пор} = 30 \text{ МПа}$) обусловило последовательное снижение сопротивления образца (обр.5), вплоть до момента его разрушения.

Процессы восстановления состояния материала образцов после их макроразрушения не были зарегистрированы при проведении лабораторных испытаний, и поэтому на нижних графиках нет восходящей ветви бухты.

Кроме того, глубина залегания горных пород (известняков), динамика электрического сопротивления (Δr_{18}) которых показана на рисунке 7.9, не превышает 600 метров. Условия, в которых они находятся, больше соответствуют тем, что были осуществлены при проведении экспериментов на образце №4 и поэтому кривые предвестниковых изменений этих параметров максимально подобны друг другу.

Сопоставление динамики электрического сопротивления горных пород, полученные в полевых и лабораторных условиях, показывают реальную возможность переноса результатов лабораторных испытаний образцов в натурные условия, а, следовательно, на возможность моделирования процессов подготовки землетрясений в лабораторных условиях.

Динамика электрических потенциалов.

Рассмотрим временной ход электротеллурических потенциалов (ЭТП) (рис. 7.10), регистрация которых проводилась, начиная с 1977 года на Ашхабадском геодинамическом полигоне, тектоническая схема которого приведена ниже (рис. 7.11). В качестве электродов использовались свинцовые пластины, помещенные в бентонитовую глину и закопанные на глубине 2 метров. Разности электротеллурических потенциалов регистрировали потенциометром КСП-4 между парами электродов, расположенных друг от друга на расстоянии 500-600 метров в направлениях север-юг ($C_1Ю_1$), восток-запад ($B_1З_1$) или по диагонали ($B_1Ю_1$, $C_1З_1$) [Жуков 1984].

Можно выделить аномальные изменения ЭТП, произошедшие одновременно по многим компонентам ($C_1Ю_1$, $B_1З_1$, $C_1З_1$, $B_1Ю_1$) в августе-сентябре 1978 года (рис. 7.10а). Они предвещали не только

два близких ($\Delta = 25\text{км}$) и относительно слабых ($K=11-12$) землетрясения, происшедших 07 сентября 1978г, но и сильное землетрясение с энергией $E=10^{16}$ Дж, произошедшее 16 сентября 1978г на удалении 550км. Подобные, но более краткосрочные, изменения ЭТП на нескольких парах электродов, были отмечены и перед слабым ($K=10^8$ Дж), но близким ($\Delta=10\text{км}$) землетрясением 24 октября 1978г (рис. 7.10б). Аналогичные краткосрочные изменения ЭТП были отмечены и перед землетрясениями 21 и 25 февраля 1982года, эпицентры которых были на расстоянии 25км от пункта наблюдений (рис. 7.10г).

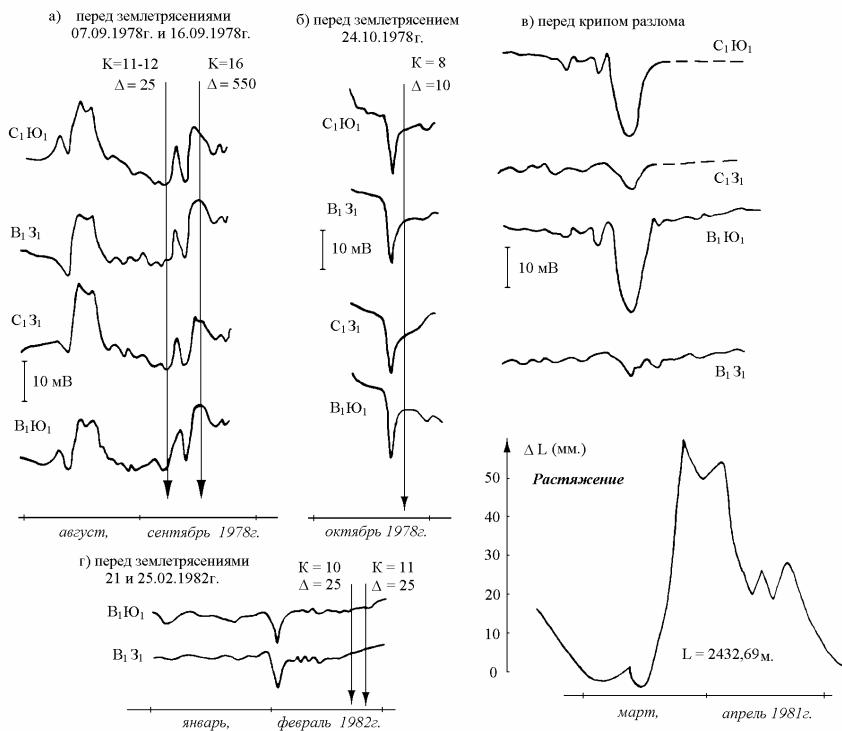


Рис. 7.10. Аномальные изменения электротеллурических потенциалов, предваряющие землетрясения и активизацию современных геодинамических процессов

Спокойный ход графиков ЭТП был нарушен в марте 1981 года аномалией амплитудой до 20мВ и длительностью около 10 суток. Эта аномалия предвляла другое проявление активизации современных геодинамических процессов: 25 марта по данным светодальномерных измерений была отмечена подвижка (крип) по близлежащему Харварскому разлому (рис. 7.10в). Аналогичные изменения отмечались и на других пунктах регистрации ЭТП не только Туркменистана [Жуков 1982, 1984; 1986; Авагимов и другие 1986; 1988], а также, Камчатки [Соболев, Морозов 1970; Соболев и др. 1975; и др.], Кавказа, Греции, Японии, Китая и других сейсмоактивных регионов мира [Соболев, Демин 1980; Соболев, Кольцов 1988; Соболев, Пономарев 2003; Рикитакэ 1979; Янагихара, Иоси-моцу 1968; Corvin, Morrison 1977; и др.].

Подробный анализ аномальных изменений ЭТП позволяет разделить их на три типа:

а) кратковременные возмущения в виде всплесков длительностью несколько суток и амплитудой до $10 \div 15$ мВ;

б) бухтообразные вариации длительностью до нескольких месяцев;

в) ступенеобразные изменения уровня естественного электрического поля.

Практически все сейсмические события с энергией более чем $E=10^9$ Дж, зона подготовки которых охватывала станции ЭТП «Ашхабад» и «Коу-Ата» предвлялись или сопровождались аномальными изменениями электротеллурических потенциалов [Жуков 1984; 1986; Авагимов, Жуков и др. 1986].

Подробный анализ возможных причин возникновения этих аномалий показал, что основной вклад в их формирование вносят потенциалы приэлектродной поляризации, являющиеся помехами, и потенциалы, сопровождающие физико-химические процессы верхней части геологического разреза [Жуков 1982]. Из них наиболее значимыми являются потенциалы, обусловленные фильтрацией жидкости (электрокинетический эффект) и потенциалы, сопровождающие процессы образования трещин при деформации. Последнее, как было показано в работах [Пархоменко 1968; Пономарев 1983; Жуков 1984, 1986; Жуков, Пономарев 1990; Соболев, Демин 1980; и другие], вносят основной вклад и в формирование аномалий естественного электрического поля при деформации и подготовке разрушения образцов горных пород.

*Динамика комплекса геофизических параметров
при подготовке землетрясения*

В качестве одного из возможных вариантов отражения динамики комплекса физических параметров горных пород при подготовке землетрясений рассмотрим изменения во времени геофизических полей на Ашхабадском геодинамическом полигоне (рис. 7.11), предшествовавших землетрясению с энергией 10^{13} Дж ($K = 13$) или магнитудой $M = 4,9$ произошедшему на удалении 105 км. Очаг этого землетрясения находился в зоне Гермабского глубинного разлома.

В районе Передового разлома, который примыкает к Гермабскому, проводились наблюдения за изменениями во времени электрического сопротивления горных пород методами зондирования становлением магнитного поля (ЗСМ) и скважинных переходных сопротивлений (СПС). Зона проявления предвестников этого землетрясения, охватывала пункты наблюдений.

Рассмотрим особенности временного хода комплекса геофизических параметров предшествовавших землетрясению (рис. 7.12).

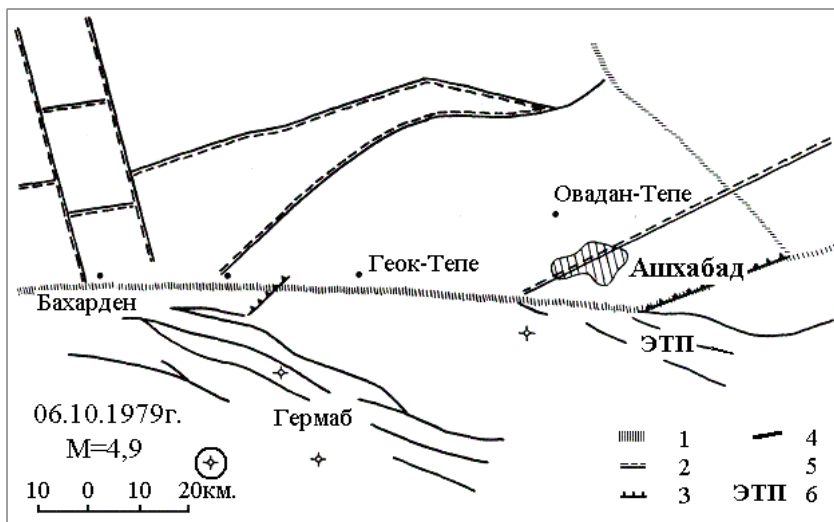


Рис. 7.11. Тектоническая схема Ашхабадского геодинамического полигона. Условные обозначения: 1 — зоны тектонических нарушений, 2 — разломы фундамента, 3 — надвиг, 4 — Крупные разломы Копетдага, 5 — Станция ЭТП, 6 — эпицентры землетрясений

По мере увеличения времен становления магнитного поля ($\tau = 0,2\text{сек}$, $\tau = 4,0\text{сек}$), то есть глубины зондирования, амплитуда изменений сопротивления становится больше. Наибольшие амплитуды отмечались для времен зондирования 3-5сек, что соответствует кровле известняков малым-неокомского возраста. Они обводнены лишь в зонах нарушений, причем степень влагонасыщенности зависит степени раскрытия или сжатия разлома, что в свою очередь определяется уровнем приложенных тектонических напряжений и деформаций, обусловленных современными геодинамическими процессами.

По данным метода СПС (r_{8-18}) и ЗСМ (п.1) наблюдалось снижение сопротивления в течение двух месяцев на малых временах и пяти месяцев на малых временах. Уменьшение сопротивления достигало 40%. Наблюдаемые различия длительности и амплитуды аномалий сопротивления можно считать результатом различия геоэлектрических и механических свойств пород, слагающих разрез.

Анализ данных полевых наблюдений изменений сопротивления и сопоставление с другими геофизическими параметрами (изменение уровня воды (ΔH) в скважине 2Г, деформации зоны разлома в поперечном направлении (линия $L=1532\text{м}$.), изменение отношения скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s , выделение сейсмической энергии (ΣE^y) в радиусе 50км от Бахардена и Ашхабада (рис. 7.12)) позволяет выделить следующие стадии процесса подготовки землетрясения.

Стадия I. Происходит снижение сопротивления ρ_τ ($\tau = 4\text{сек}$ п.1 ЗСМ), обусловленное вероятно упорядочением системы трещин и увеличением влагонасыщенности на глубинах 3-5 км — параметрическая активизация зоны разлома. При этом происходит сжатие земной поверхности в районе измерения сопротивлений (уменьшение длины линии $L=1532$, измеряемой светодальномером) и незначительное повышение уровня воды в скважине 2Г.

Стадия II. Когда активизация разлома достигает глубины 1-2км, отмечается снижения сопротивления ρ_τ ($\tau = 2\text{сек}$ п.1 ЗСМ) и r_{8-18} . При этом возрастает сжатие земной поверхности (уменьшение линии $L=1532$), стабилизируется уровень воды в скважине 2Г. и начинается рост сейсмичности (ΣE^y) в зоне радиусом 50км вокруг Бахардена (ближняя зона очага землетрясения).

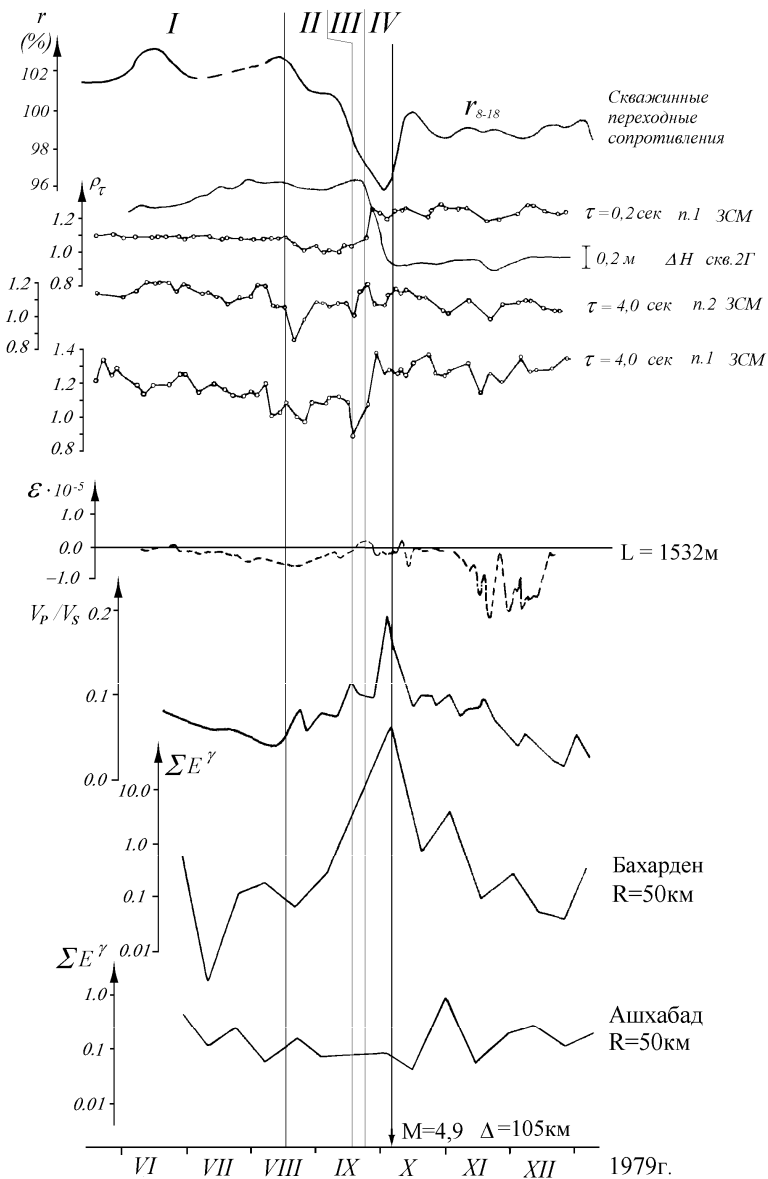


Рис. 7.12. Совокупность геофизических параметров Ашхабадского геодинамического полигона, предвзявших землетрясение 06 октября 1979 года.

Стадия III. Начинается рост сопротивления, активизация разлома достигает поверхности. В нижней части разлома в это время, вероятно, происходит сжатие и вытеснение воды вверх по разлому и в стороны, При этом отмечается сначала рост сопротивления ρ_τ ($\tau = 4$ сек п.1 ЗСМ) а затем и γ_{8-18} .

Стадия IV. Активизация разлома охватывает его полностью, нарушается его устойчивость. Происходит смена знака деформирования зоны разлома ($L=1532$) и резкое снижение уровня воды в скважине 2Г. Затем происходит вытеснение глубинных вод в горные породы окружающие разлом, что сопровождается уменьшением γ_{8-18} вплоть до момента, когда пресная (поверхностная) вода, проникая в разлом из верхнего (приповерхностного) водоносного горизонта не достигнет зоны скважины 18Р (расположена на удалении 2км от Передового разлома) и вызовет увеличение сопротивления γ_{8-18} . Сопротивление ρ_τ ($\tau = 4$ сек и $\tau = 0,2$ сек п.1 ЗСМ) увеличивается на 30-50% а сопротивление γ_{8-18} на 4-5%. Обусловлено это может проникновением пресной воды в зону разлома. Некоторое запаздывание во времени вариаций сопротивления от деформационных аномалий, очевидно, связано с инертностью гидрогеологического фактора водонасыщенности [Авагимов, Лыков 1982]. Произшедшая относительная разгрузка пород способствовала возникновению некоторой паузы между описанными выше стадиями подготовки и главным толчком землетрясения.

Сопоставление графиков электрического сопротивления и деформаций приводит к выводу о подобии их временного хода. Резкое изменение сопротивления произошло после смены знака деформирования зоны разлома. Подобная ситуация рассматривалась и в работе [Мячкин, Воевода 1975]. Общеизвестно, что процессы возникновения и развития упорядоченной системы трещин происходят как в гауч-зоне, так и в тектонической брекчии. И по мере приближения к моменту скольжения образующаяся система трещин приводит к снижению электрического сопротивления зоны разлома. Смещение берегов разлома приводит к разрушению этой системы вновь образованных трещин и электрическое сопротивление зоны разлома резко увеличивается.

Интересно также проследить влияние изменений поля тектонических напряжений и деформаций на динамику некоторых геофизических параметров. Для этого сопоставим приведенные на *ри-*

сунке 7.12 изменения сейсмичности (ΣE^y) вокруг Ашхабада и Бахардена в зонах радиусом 50 км.

Для Ашхабадской участка характерны минимальные значения выделяемой сейсмической энергии (ΣE^y). В отличие от него на Бахарденском участке, куда вошла и очаговая зона землетрясения, в начале (июль-август) наблюдается «сейсмическое затишье» - ослабление сейсмической активности, а затем (сентябрь-октябрь) ее увеличение. Этот факт хорошо согласуется с увеличением интенсивности тектонических касательных напряжений в период максимального развития трещин [Осокина, Цветкова 1979].

График изменения во времени соотношения скоростей распространения упругих продольных и поперечных волн (V_p/V_s) отражает отклонение этого соотношения от среднего значения равного 1,73. Из него также видно, что на стадии I происходит аномальное снижение V_p/V_s , а затем, на стадиях II, III и IV отмечены повышенные значения обусловленные, тем, что на некотором удалении от главного разрыва трещины закрываются, и восстанавливается интегральный динамический модуль упругости.

Таким образом, на основе анализа и сопоставления динамики физических параметров горных пород и геофизических полей продемонстрирована эффективность комплексной интерпретации результатов при исследовании процессов подготовки землетрясений.

Глава 8

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

8.1. ПРЕДПОСЫЛКИ
ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГИС
ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ
ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ГОРНЫХ ПОРОД

8.2. ДИНАМИКА ФИЗИЧЕСКИХ
СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД
ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ
ХРАНИЛИЩ ГАЗА

8.1. Предпосылки использования ГИС для исследования изменений физических свойств горных пород

Результаты моделирования в известном смысле являются решением прямой задачи — изучение отклика образца горной породы (модельного аналога исследуемого объекта) в форме вариаций его физических свойств на заданный режим нагружения, имитирующий различные геодинамические ситуации. Для «замыкания» этих результатов необходимо изучение динамики физических свойств, получаемых в естественном залегании. Оптимальными для решения этой задачи являются методы геофизических исследований скважин.

В числе методов, применяемых для оценки изменений напряженного состояния недр в режиме мониторинга, могут быть использованы и методы геофизических исследований скважин (ГИС). Методы ГИС обладают уникальной возможностью изучения напряженно-деформационного состояния горных пород в их естественном залегании. Современное состояние развития геофизических методов позволяет их широко использовать для определения численных значений физико-механических свойств горных пород.

Возможности использования методов ГИС в современной геодинамике обусловлены высокой точностью и детальностью определения физических свойств пород-коллекторов, в которых происходят изменения напряженного состояния. Зачастую на объектах нефтегазовой отрасли уже проводятся долговременные наблюдения за процессами разработки месторождений или эксплуатации подземных хранилищ газа (ПХГ). Но, к сожалению, при их планировании не учитываются особенности современных геодинамических процессов, и, как следствие, результаты ГИС используются только для решения промыслово-геологических задач. Хотя при этом результаты ГИС могут быть использованы и для исследования динамики физических свойств пород во времени.

В работах ряда авторов [Зайченко 2000; Малышев, Журба, 2001; Черноглазов, 2001; Жардецкий и др., 2002; Полоудин, Пучков, Жуков, 2002; Жуков, Кузьмин, 2003в; Жуков, Кузьмин, Скворцова, 2003; Арутюнов и др., 2003] рассматривается, в какой степени могут быть использованы геофизические методы для изучения динамики физических свойств при изменениях напряженно-деформированного состояния геологических сред. В настоящее время имеется достаточно развитой теоретический и методический аппарат для решения этих вопросов.

Наличие значительного количества определений физических свойств горных пород на образцах керна, полученных на установках, моделирующих пластовые условия, позволяет широко использовать данные ГИС для установления деформационных параметров и изменений физических свойств горных пород.

Разработка залежей углеводородов сопровождается комплексным контролем в соответствии с руководящими документами [Арутюнов, Бузинов, Ворожбицкий и др., 1994; Регламент ..., 1992; Инструкция ..., 2000], которые регламентируют проведение наблюдений за изменением ряда характеристик. В их числе: продуктивные характеристики скважин (коэффициентов фильтрационного сопротивления); техническое состояние скважин (герметичность колонн, цементного камня). Данные для них определяются как прямыми измерениями параметров, так и по комплексу газодинамических, геофизических и лабораторных исследований. Эти исследования подразделяются на первичные, текущие (мониторинговые) и специальные.

Первичные исследования проводятся на всех скважинах эксплуатационного фонда в процессе бурения и сразу после его завершения, перед вводом в эксплуатацию. По ним определяют начальное пластовое давление, продуктивную характеристику пласта или объекта разработки, оценивают интегральную фильтрационно-емкостную характеристику пласта. Начальные значения параметров будут являться базовыми при сопоставлении изменений полученных в процессе проведения дальнейших мониторинговых и специальных исследований.

Задачи мониторинговых наблюдений заключаются в получении информации о текущем состоянии прискважинной зоны пласта, осуществлении оперативного контроля поведения пласта, ока-

зании помощи для установления оптимального технологического режима работы скважин и определения текущих параметров пласта.

Имеются многочисленные данные о том, что длительная разработка месторождений углеводородов приводит к нарушению сложившихся равновесных условий в недрах и значительным изменениям напряженно-деформированного состояния как горных пород-коллекторов, так и вышележащих пород-покрышек, а следовательно, и их физико-механических и фильтрационно-емкостных свойств, которые во многом определяют эксплуатационные характеристики пластов-коллекторов.

Ведущим методом определения величины напряжений горных пород в разрезе скважины является метод акустического каротажа (АК), по данным которого можно вычислять горизонтальные и вертикальные составляющие напряжений в пластах, пересекаемых скважиной, а также наблюдать за их изменениями во времени.

Однако следует указать, что определяемые по АК величины упругих параметров горных пород в пластах могут существенно отличаться от аналогичных величин, устанавливаемых по данным сейсморазведки. Это вызвано прежде всего влиянием самой скважины и проникающих в пласты буровых растворов на прискважинную зону горных пород, что вызывает существенные изменения их физических и физико-механических свойств, а следовательно, и напряженного состояния по сравнению с ненарушенной частью горного массива. Они могут достигать 20—30 %, что необходимо учитывать при использовании данных акустического каротажа для оценки напряженного состояния геологических сред.

Г.А. Малышев и В.Н. Журба (2001) показали возможности практического использования результатов лабораторных исследований керна акустическими методами и данных промыслово-геофизических исследований методом широкополосной акустики (АКШ) для определения механических свойств. Использование лабораторных акустических методов позволяет с высокой точностью определить упругие свойства образцов керна, однако в большинстве случаев подбор представительной коллекции образцов для конкретной скважины практически невозможен. Кроме того, в процессе отбора, транспортировки и подготовки к исследованиям образцы керна претерпевают неконтролируемые, а иногда и необратимые изменения. Это не позволяет однозначно судить о соответствии измеряемых параметров свойствам отложений в условиях их естественного залегания.

Для определения механических свойств коллекторов, в условиях их естественного залегания, используется метод АКШ. Он обеспечивает определение свойств горных пород через обсадную колонну, но на расстоянии до 1 м от стенки скважины. При этом затрубное пространство скважины должно быть заполнено цементным камнем более чем наполовину. Достоинством метода является то, что имеется возможность определения фактических значений таких механических свойств пород, как коэффициент Пуассона, величины модуля Юнга, модулей сдвига и всестороннего сжатия исследуемых пород.

Сравнение результатов определения модуля Юнга и коэффициента Пуассона по данным исследований методом широкополосной акустики, проведенных до и после гидравлического разрыва пласта (ГРП) [Малышев, Журба, 2001], показывает, что ни в одной из скважин не наблюдается совпадения измеряемых параметров во всем исследованном интервале. Это свидетельствует об изменениях в структуре пласта, вызванных ГРП. Интервал существования трещин может быть выделен по изменению величины коэффициента Пуассона в результате ГРП — чем выше «разуплотненность», тем меньше коэффициент Пуассона (рис. 8.1).

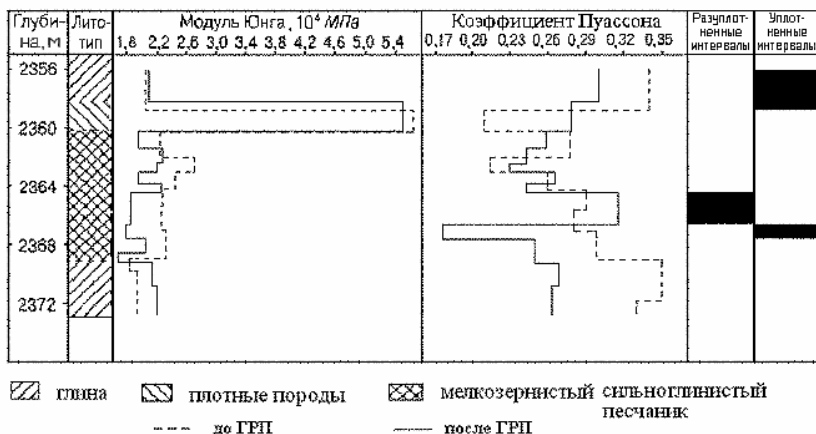


Рис. 8.1. Изменение модуля Юнга и коэффициента Пуассона пласта БС₁₀ в скв. 1968 Западно-Сургутского месторождения по результатам интерпретации данных АКШ, полученных до и после ГРП

Мальшев и Журба используют термин «разуплотненность», характеризуя увеличение степени трещиноватости пласта. Необходимо отметить, что в геолого-геофизической литературе очень часто термин «уплотнение» означает «ужесточение» и наоборот. Действительно, во многих случаях более плотные породы имеют большую жесткость (прочность).

Однако не будем забывать, что плотность гранита составляет величину $\rho = 2,9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, а например, ртути $\rho = 13,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Поэтому термины «плотность» и «жесткость» не являются идентичными понятиями. Для описания процессов трещинообразования более уместно использование термина «разупрочнение» («размягчение»).

Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в зависимости от класса твердых тел, их структурного состояния и температуры коэффициент Пуассона может изменяться практически от нуля (что характерно для пористых тел) до значения, почти достигающего 0,5 (для твердых тел с повышенной текучестью). Поэтому, если в качестве предельных значений коэффициента Пуассона брать ноль и 0,5, то эти значения следует отнести соответственно к абсолютно хрупкому и абсолютно текучему состоянию материала. Этими двумя состояниями материала обусловлены два типа нелинейного деформирования твердого тела — путем растрескивания и путем растекания (текучести) [Рейнер, 1963].

В этой связи уменьшение коэффициента Пуассона (см. рис. 8.1) означает интенсификацию трещинообразования, обусловленного гидравлическим разрывом пласта и, следовательно, «размягчение (разупрочнение)» в данном интервале глубин. При этом следует иметь в виду, что для большинства твердых тел, включая горные породы, при больших растягивающих напряжениях признаком интенсивного развития процессов разупрочнения является уменьшение (от уровня 0,5) коэффициента Пуассона с ростом напряжений, а при больших сжимающих напряжениях ситуация меняется на противоположную [Кузьменко, 1973]. Таким образом, очевидно, что в данном случае процесс трещинообразования обусловлен активизацией трещин отрыва.

Из приведенного примера видно, что при использовании метода АКШ возможно выявление изменений пористости (трещиноватости) пород во времени, обусловленных не только ГРП, но и активизацией геодинамических процессов.

Рядом исследователей проводились работы для оценки величины и направлений главных напряжений. Они использовали данные о разрушении стенок скважин и степени искривления их стволов в процессе бурения. Такие данные можно получить методами кавернометрии, профилометрии и инклинометрии, выполняемыми в режиме мониторинга в процессе проводки стволов скважин.

Однако их необходимо отнести к полуколичественным методам, использование которых целесообразно в комплексе с данными АК и других методов. Более существенный вклад методов каротажа в проблему изучения напряженно-деформационного состояния горных пород и его связей с другими явлениями заключается в возможности формирования базы данных о физических и физико-механических свойствах пород, без знания которых невозможно решать столь сложные задачи.

В числе геофизических методов, которые могут быть использованы для определения динамики пористости пород во времени: разновидности метода электрического сопротивления (КС, БКЗ и др.), метод самопроизвольной поляризации (ПС), акустические методы (АК, ВАК и др.), разновидности метода нейтронного каротажа (НК, НКТ, НГК и др.). Методы плотностного каротажа (акустического, нейтронного) непосредственно реагируют на объем порового пространства исследуемых пород. Метод ПС только косвенно отражает свободный от дисперсной глинистости объем пород. Точность и достоверность определения пористости методами ГИС в значительной степени зависит от остаточной нефтегазонасыщенности прискважинной части пласта. Причем радиоактивные методы (НК, НГК и др.) более чувствительны к ней, а акустический метод менее подвержен ее влиянию.

Далее мы рассмотрим несколько примеров динамики во времени комплекса параметров горных пород из числа регистрируемых методами ГИС при эксплуатации Пунгинского ПХГ.

8.2. Динамика физических свойств горных пород при эксплуатации подземных хранилищ газа

Как известно, длительная разработка месторождений углеводородов приводит к нарушению равновесных условий в недрах и может вызвать значительные изменения напряженно-деформированного состояния как пластов-коллекторов, так и вышележащих пород-покрышек. В числе методов, применяемых для оценки изменений современного напряженного состояния недр, как было показано выше, могут быть использованы и методы геофизических исследований скважин (ГИС).

Зачастую на объектах нефтегазовой отрасли уже проводятся долговременные наблюдения за процессом разработки месторождений или эксплуатации ПХГ (ГИС-контроль). Ниже будут рассмотрены примеры использования этих данных для решения задачи исследования динамики физических свойств пород во времени.

Руководящими документами [Арутюнов и др., 1994; Регламент ..., 1992; Временная инструкция ..., 1996] при эксплуатации ПХГ предусматриваются следующие виды контроля: 1 — контроль технологических процессов, происходящих в газовой залежи; 2 — контроль и наблюдения за герметичностью ПХГ; 3 — контроль верхних водоносных горизонтов; 4 — периодическая переаттестация скважин. Для обеспечения выполнения пунктов 2 и 4 и были выполнены описываемые ниже исследования.

В 1989—2002 гг. были проведены специальные работы по исследованию технического состояния эксплуатационных колонн скважин Пунгинского ПХГ [Жардецкий, Жуков, Моисеев, Кузьмин, 2003]. За это время было обследовано 26 скважин, в которых исследовалась целостность труб эксплуатационной колонны и НКТ. Эти работы включали в себя дефектometriю колонн скважин методом МИД-А, геофизические исследования скважин методами радиометрии (НГК, ГК) и газодинамические исследования с регистрацией распределения давления, температуры и влажности по стволу скважин. Метод МИД-А позволял выявлять радиальные (горизонтальные) трещины размером более 120 мм, а продольные (осевые или вертикальные) — размером более 150 мм [Сидоров 1998; Теплухин и др., 1999]. Погрешность определения толщины первой колонны (обычно НКТ) составляла 0,5 мм, второй (обычно

эксплуатационная колонна) — до 1,5 мм. Толщина колонн при этом не должна превышать 25 мм и диаметр не более 245 мм.

Одной из возможных причин, вызывающих снижение точности определения толщины труб, может быть их сильная неоднородная намагниченность. Регистрация наведенной радиоактивности горных пород методом НГК (нейтронный гамма-каротаж) позволяет оценить содержание углеводородного природного газа, который состоит в основном из метана. Количество газа в горной породе напрямую связано с пористостью и проницаемостью этой породы и поэтому временные изменения НГК могут служить для практической оценки динамики пористости пород во времени.

Обработка полученных данных и формирование планшетов проводились с использованием компьютерной технологии обработки и интерпретации геофизических исследований скважин КТ ОИГИС, разработанной в НПФ «Центргазгеофизика». Кратко рассмотрим данные повторных наблюдений в некоторых скважинах, где наиболее активно изменяются результаты ГИС при повторных измерениях во времени.

Динамика заколонных скоплений газа

В настоящее время широко применяются геофизические методы контроля технического состояния колонн скважин. Результаты проведенных работ показали, что случаи образования трещин в колоннах скважин можно разделить на три типа.

Первый тип — это формирование трещин колонны в интервале перфорации, которое обусловлено техногенными причинами и не представляет интереса для оценки влияния изменений свойств пород в процессе эксплуатации ПХГ на состояние стволов скважин. Но вследствие деформационных процессов в продуктивном пласте могут возникать трещины в зонах концентрации напряжений на границах пласт — цементное кольцо и обсадная колонна — цементное кольцо, что будет сопровождаться формированием заколонных скоплений газа.

Второй тип — образование трещин в средней части скважин, которое может быть обусловлено геодинамическими или техническими причинами. Отметим, что и в этом случае появление трещин может сопровождаться формированием заколонных скоплений газа.

И третий тип — образование трещин в приустьевой зоне скважин. В этом случае трещины практически не выявлены, а имеются только заколонные скопления газа. Рассмотрим все три случая более подробно.

Формирование трещин вблизи устья скважин зачастую выявляется не по данным дефектометрии, а по результатам повторных наблюдений НГК и сопровождается образованием заколонных скоплений газа.

Скважина 214. Заколонные скопления газа были отмечены на глубинах 3,3—32,7 м ($h = 29,3$ м), 1726—1751 м ($h = 25$ м). В верхней части скважины 214 были вскрыты песчано-глинисто-галечниковые отложения четвертичного возраста. Скопление газа в интервале глубин 3,3—32,7 м сформировалось после 1996 г. (рис. 8.2).

Следует особо отметить, что формирование заколонного скопления газа в верхней части скважины шло постепенно. Так, к 1997 г. оно охватывало интервал глубин 5—15 м, затем, в 1998 г., распространилось до глубины 35 м. Но в 1999 г., по данным НГК, нижняя его граница поднялась, и скопление газа выявлялось в интервале 3,7—32,7 м. Подъем нижней границы скопления газа связан, возможно, с уменьшением давления газа в стволе скважины. К сожалению, в этой скважине не проводились исследования методом магнитоимпульсной дефектоскопии. Анализ данных ГИС-контроля давления, температуры и влажности за 1998 г. не позволяет сделать однозначного вывода о наличии каких-либо нарушений колонны в этом интервале.

Скважина 504. Работы методом дефектометрии проводились в 1999 г., и нарушений колонн не было выявлено. Вблизи устья скважины заколонное скопление газа сопровождалось повышенными значениями НГК, которые появились в 1997 г. в интервале 5—6,7 м (рис. 8.3). Уже в следующем, 1998 г., повторные измерения позволили выявить увеличенные значения НГК выше, и были они приурочены уже к интервалу глубин 2—5 м.

Скважина 501. Работы по дефектометрии проводились в 2000 г., ранее выявлены интервалы скопления газа: возле устья — 2—9,1 м ($h = 7,1$ м), по стволу — 544—605 м ($h = 61$ м).

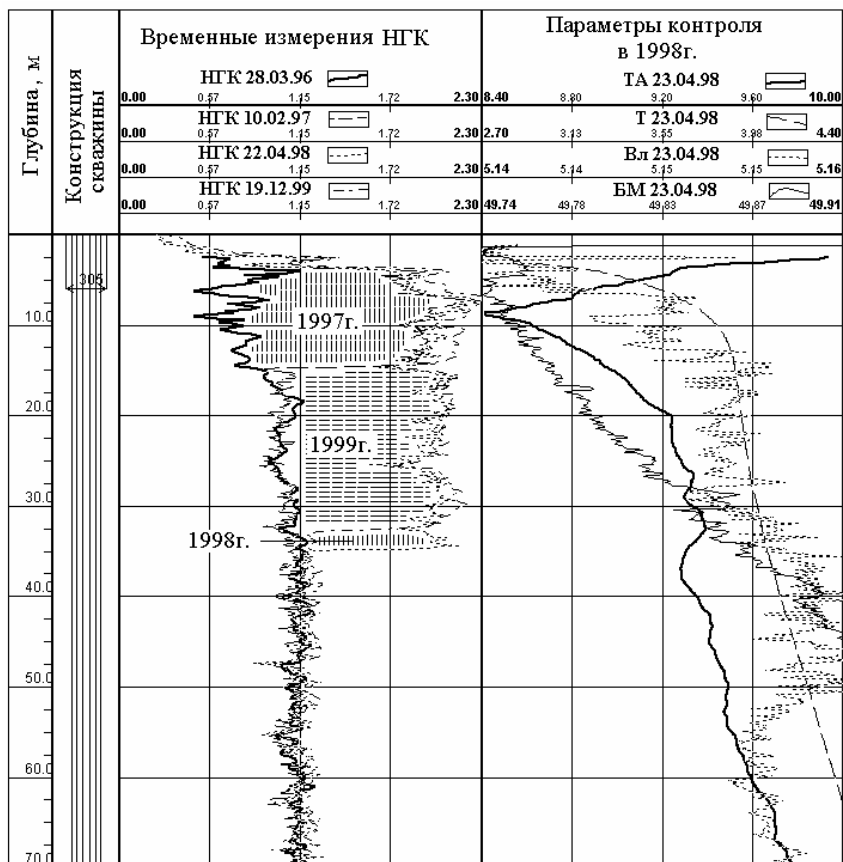
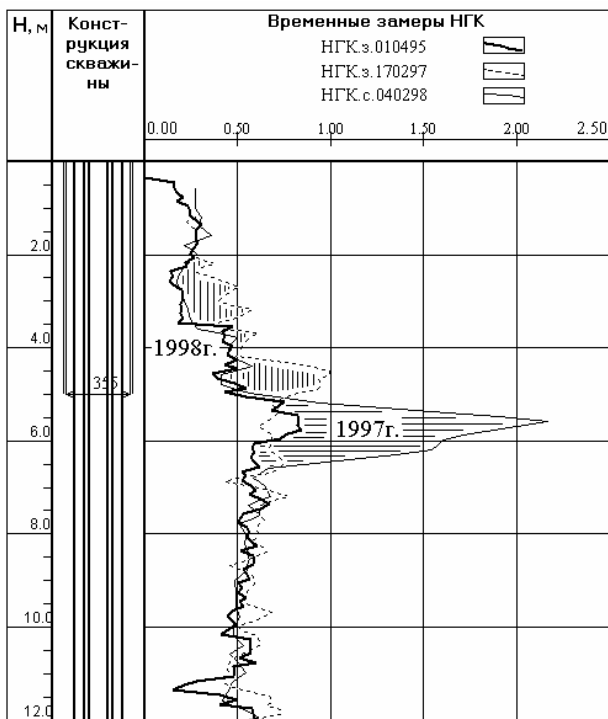


Рис. 8.2. Динамика развития заколонного скопления газа вблизи устья скважины 214 по мониторинговым данным НГК

Интервал 544—605 м относится к сеноманскому, туронскому и коньякскому ярусам верхнемелового отдела. Выделяется уватская свита, представленная алевrolитами с прослоями глин, кузнецовская свита, состоящая из глин с прослоями алевритов и песчаников, и березовская свита, сложенная опоками с прослоями песчаника.

Заколонное скопление газа в интервале 544—605 м (на рисунке отмечено горизонтальной штриховкой в колонке «Временные замеры НГК») регистрируется по нарастанию интенсивности наведенной радиоактивности на временных замерах НГК в период ме-

Рис. 8.3. Динамика развития заколонного скопления газа вблизи устья скважины 504 Пунгинского ПХГ по данным повторных измерений НГК в 1993—1998 гг.



жду 1966 и 2000 гг. (рис. 8.4). Оно отмечено на кривых НГК, начиная с 1993 г., но было наиболее интенсивным в 1999 г. Нарастание сопровождается изменениями на графиках температуры (Т.с. 160298, Т.с. 030299).

На кривой диаметра эксплуатационной колонны (ДС080493), полученной в 1993 г., видны деформационные изменения в интервале глубин 588—605 м. Он заштрихован на графике. И даже на кривой кавернометрии (ДС240166), полученной в 1966 г., видны значительные изменения диаметра ствола скважины в интервале глубин 550—595 м.

Результаты измерения толщины эксплуатационной колонны, полученные методом МИД-А в 2000 г., говорят о существенном уменьшении ее толщины в том же интервале и о локальных уменьшениях толщины на глубине 550 и 590 м (на рисунке отмечены цифрой 1).

Аномальное поведение давления (БМ.о.160298) при отборе газа по сравнению со статикой (БМ.с.160298) также свидетельствует о нарушении герметичности колонны — на рисунке также выделено штриховкой.

Весь этот комплекс параметров свидетельствует о наличии зоны смятия и нарушения целостности колонн и проникновении газа в пространство за или между колоннами. Произойти это могло либо при активизации геодинамических процессов, либо при плохом качестве проводившихся работ по цементированию затрубного пространства после спуска дополнительной четырехдюймовой колонны (диаметр 102 мм).

Скважина 214. Заколонные скопления газа были отмечены кроме интервала 3,3—32,7 м ($h = 29,3$ м) вблизи устья (см. рис. 8.2) и в интервале 1726—1751 м ($h = 25$ м) вблизи забоя (рис. 8.5).

Нижний интервал относится к отложениям валанжинского яруса нижнемелового отдела и представлен свитой, состоящей из глин. Следует отметить, что и в интервале 1726—1751 м скопление газа сформировалось тоже не сразу, а постепенно. Так, к 1994 г. образовалось скопление газа в интервале 1726—1750 м, а уже позже распространилось и вниз, и вширь вокруг ствола скважины.

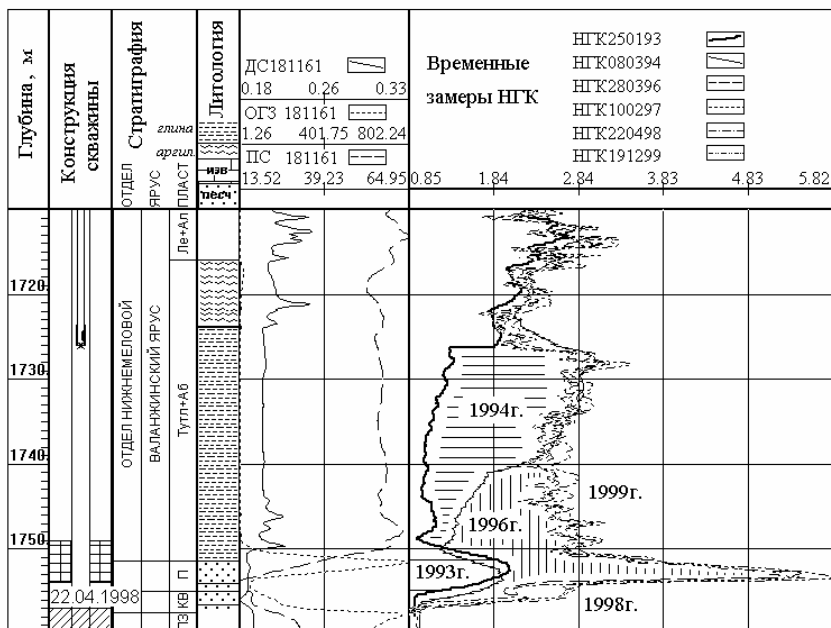


Рис. 8.5. Выявление заколонного скопления газа вблизи забоя скважины 214 и динамика его развития по данным мониторинговых измерений НГК

К 1996 г. газ распространился до глубины 1754 м и, возможно, даже частично ниже — до 1958 м, проникая уже в кору выветривания (КВ). Наконец, в 1998—1999 гг. скопление газа уже полностью охватило вышеуказанный интервал глубин 1667—1758 м и остается практически неизменным вплоть до последних наблюдений 1999 г. (см. рис. 8.5).

Кстати, по данным измерений НГК в 1999 г. (рост показаний) можно было видеть дальнейшее неоднородное расширение зоны проявления газа вокруг ствола скважины в интервале глубин 1726—1758 м, при этом происходило повышение содержания газа, а следовательно, и объема пор, сопровождаемое ростом значений НГК, включая и сам эксплуатируемый пласт-коллектор «П».

Заколонные скопления газа в ряде случаев формируются постепенно, и в течение определенного времени происходит изменение (увеличение) трещиноватости пород-покрышек, повышается их относительное газонасыщение. Эти процессы находят отражение при мониторинге интенсивности наведенной радиоактивности на временных замерах НГК. Напрямую дефекты колонн по изменению их толщины позволяет выявлять метод магнитоимпульсной дефектоскопии МИД. Межпластовые и заколонные перетоки газа могут быть выявлены также по аномалиям температуры и давления, регистрируемым термометрией и барометрией скважин при различных режимах их работы.

Так как исследования скважин, проводившиеся после окончания их обустройства, не выявляли нарушений, то, очевидно, что образование трещин в колоннах и формирование скоплений газа за колоннами скважин в ряде случаев происходят в течение определенного периода времени при активизации геодинамических процессов. Эти процессы находят отражение при мониторинге интенсивности наведенной радиоактивности (НГК), магнитоимпульсной дефектоскопии (МИД) скважин и динамики распределения давления и температуры по стволу скважин.

Целенаправленный мониторинг процессов разработки месторождений и эксплуатации ПХГ с помощью повторных измерений в скважинах позволит заранее выявлять как интервалы заколонных скоплений газа, так и интервалы повышенного износа стенок колонн и образования трещин. Своевременное выявление таких интервалов, которые являются зонами возможных утечек газа (про-

никновения газа за колонны и на поверхность), даст возможность свести к минимуму потери газа при разработке месторождений и эксплуатации ПХГ и снизить негативную экологическую нагрузку на окружающую среду.

Динамика фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов при закачке-отборе газа

Одной из основных задач промысловой геофизики на ПХГ является выделение пластов-коллекторов и оценка их фильтрационно-емкостных свойств [Сидоренко, 1965]. Широко известно, что приемистость пластов в процессе циклической эксплуатации ухудшается [Берман, Нейман, 1972]. Для оценки степени влияния одного цикла закачка-отбор на изменение ФЕС пород-коллекторов нами были рассмотрены данные повторных измерений НГК на одной из скважин (502) Пунгинского ПХГ, полученных в период закачки-отбора газа 2000—2001 гг.

Сопоставление значений НГК, измеренных в одних тех же интервалах и одним и тем же прибором при закачке газа в пласт и при отборе газа и при не изменившейся конструкции скважины, показывает, что значения НГК при закачке меньше, чем при отборе (рис. 8.6). Естественно предположить, что это связано с влиянием изменившегося между измерениями НГК эффективного давления, обусловленного изменением пластового давления.

Для учета изменений показаний НГК, вызванных изменением пластового давления между измерениями, воспользуемся поправкой, описанной в работе [Берман, Нейман, 1972]. Расчет этой поправки по формуле, предлагаемой Л.Б. Берман:

$$H = \frac{K_{r2}}{K_{r1}} = \frac{623 - P_1}{623 - P_2}, \quad (8.1)$$

дает величину 0,989 при значениях пластового давления, равного 6,71 и 6,08 МПа. То есть при малых перепадах давления, которые были зарегистрированы в этой скважине в рассматриваемый период, эта поправка имеет величину около 1 %, и ею можно практически пренебречь.

Для учета влияния изменившихся условий был взят интервал глубин выше кровли продуктивного пласта. Затем, по данным повторных НГК, были определены параметры линейной зависимости, имеющей место при сопоставлении двух тождественных замеров:

$$X = AY + B. \quad (8.2)$$

Здесь X и Y — показания НГК против одного и того же пласта при первом и втором измерениях, $A = 0,862$ и $B = 0$ — параметры корреляции, определенные по показаниям повторного НГК против пласта (глинистая покрывка), свойства которого, как мы можем считать, за время между замерами не изменились. Далее показания НГК для продуктивного пласта по значениям коэффициентов A и B были исправлены и приведены к условиям первого НГК, используя уравнение

$$Y_{\text{испр}} = AY + B. \quad (8.3)$$

Исходные и исправленные значения НГК для продуктивного пласта приведены на рис. 8.6.

Сопоставление значений НГК после внесения поправки позволило выявить интервалы существенных изменений НГК в продуктивном пласте. Примечательно то, что интервалы повышенных значений НГК расположены в тех местах, где имеются крупные нарушения эксплуатационной колонны. Это интервалы глубин 1690—1694 м, 1699—1705 м, 1728—1736 м, где выявлены значительные аномалии толщины эксплуатационной колонны (кривая ТС22). На рис. 8.6 эти интервалы выделены вертикальной штриховкой. Величина изменений НГК в этих интервалах достигает 10 % (см. рис. 8.6). Можно предположить, что в данном случае, когда условия в скважине практически остались прежними, изменения НГК обусловлены влиянием изменившейся газонасыщенности и плотности, а следовательно, и пористости пласта [Резванов, 1982] при воздействии на него цикла закачки — отбора газа.

Таким образом, можно утверждать, что выявлены изменения фильтрационно-емкостных свойств продуктивного пласта ПХГ, проявляющиеся в изменении значений НГК амплитудой порядка 10 %, которые обусловлены влиянием изменений пластового давления (0,63 МПа) при закачке и отборе газа.

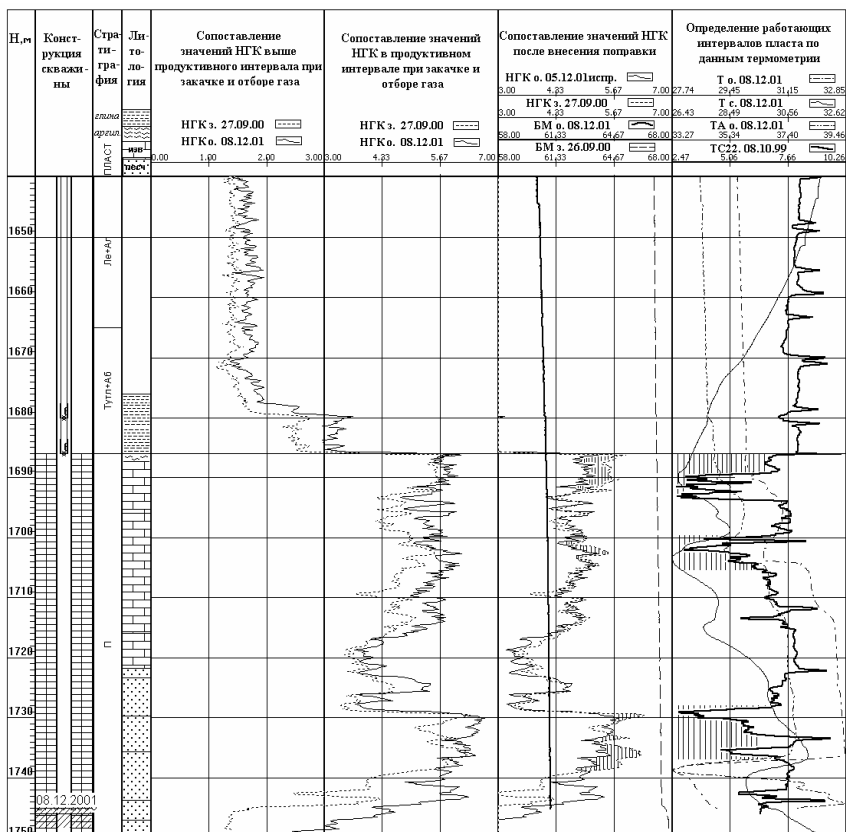


Рис. 8.6. Сопоставление значений НГК, давления и температуры при отборе и закачке газа в скважину

Образование трещин в колоннах и формирование скоплений газа за колоннами скважин в ряде случаев происходят в течение определенного периода времени при активизации современных геодинамических процессов природно-техногенного генезиса. Эти процессы находят отражение при мониторинге интенсивности наведенной радиоактивности (НГК), магнитоимпульсной дефектоскопии (МИД) скважин и динамики распределения давления и температуры по стволу скважин.

Целенаправленный, научно обоснованный подход к созданию и использованию системы мониторинга за параметрами горных пород и техническим состоянием колонн скважин ПХГ позволит получить новые объективные данные для наблюдений за динамикой фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов, сопровождающих эксплуатацию ПХГ, и минимизировать при этом потери газа.

Заключение

В результате комплексного обобщения большого массива данных о современных движениях земной поверхности, которые были выявлены на специально организованных геодинимических полигонах различного предназначения, удалось получить принципиально новую информацию о современном геодинимическом состоянии недр.

В процессе сопоставительного анализа был обнаружен новый класс движений в зонах разломов — *современные суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности*. При этом наиболее парадоксальный и неожиданный результат заключается в том, что наибольшая интенсивность аномальных деформаций наблюдается в зонах разломов платформенных, слабосейсмичных регионов. Эти аномальные деформационные процессы высокоамплитудны (свыше 50 мм в год или порядка 10^{-4} — 10^{-5} в год), короткопериодичны (от первых месяцев до первых лет), пространственно локализованы (от первых сотен метров до первых километров) и обладают пульсационной и/или знакопеременной направленностью.

Учитывая, что столь высокие скорости деформаций в *современных активных разломах* соизмеримы с опасными смещениями, которые регламентированы в соответствующих нормативах, то становится очевидно, что необходимо различать понятия «активный разлом» и «опасный разлом». Активный разлом характеризуется наличием аномальных, по сравнению с фоновыми, движений. *Современный активный разлом* — зона проявлений СД-процессов являет собой область локализации **опасных** смещений и поэтому его следует определить как *опасный разлом*.

Полученные эмпирические обобщения указывают на то, что в качестве источников СД-аномалий должны выступать процессы, протекающие внутри самих зон разломов. Данное утверждение представляется справедливым, поскольку существующие модели глубинной геодинимики не способны объяснить наблюдающийся пространственно-временной спектр современных движений земной поверхности и особенно возникновение СД-аномалий в зонах платформенных разломов.

В связи с этим предложен новый механизм происхождения аномальных деформаций в зонах разломов. В рамках этого механизма формирования СД-процессов непосредственно не вызвано временным ходом регионального (внешнего по отношению к объему среды, контролируемому системой наблюдений) поля напряжений, а обусловлено изменениями параметров (модули жесткости, коэффициенты трения и т.д.) изначально нагруженной среды внутри самих разломных зон. Возникающие при этом СД-аномалии рассматриваются как *параметрические*, т.к. согласно теории механических колебаний вывод любой системы из состояния равновесия (возбуждение системы) возможен двумя путями: либо за счет внешнего, силового воздействия, либо за счет изменения внутренних параметров самой системы.

В целом физическая природа возникновения параметрических деформаций представляется следующим образом. Геологическая среда находится в обстановке внешних и внутренних (эндогенные и экзогенные), квазистатических (глобальные и региональные поля напряжений) и динамических (приливы, неравномерности вращения Земли, процессы подготовки землетрясений, сейсмические волны, техногенные процессы и т.д.) нагрузок. Кроме того, в разломных зонах, особенно осадочных бассейнов, постоянно присутствует и перераспределяется динамически активная и химически агрессивная флюидная система. Взаимодействие и кооперативное влияние всех этих факторов реализуется в первую очередь в условиях повышенной концентрации дефектов среды, т.е. в зонах разломов с неустойчивыми механическими характеристиками, посредством кратковременных флуктуаций жесткостных характеристик горных пород в локальных объемах, что и приводит к возникновению СД-процессов.

Проведенные исследования показали, что СД-аномалии возникают, как правило, под влиянием малых воздействий. Так, например, выявлено возбуждение СД-процессов выпадением незначительного количества атмосферных осадков, возникновение деформаций на уровне 10^{-5} — 10^{-4} в зоне разлома, которые обусловлены подготовкой землетрясения, произошедшего за 100 км от пунктов наблюдений, инициирование аномальных деформаций слабой сейсмичностью, появление СД-аномалий при малом изменении дебитов добываемой нефти и т.д.

Таким образом, обнаруженные СД-процессы в зонах разломов представляют собой новый класс тектонических движений — *современные, параметрически индуцированные движения земной поверхности в зонах разломов*.

Построенные в рамках данного подхода аналитические и численные модели, связывающие характеристики СД, наблюдаемые на земной поверхности, с параметрами источников на глубине, позволили оценить распределение аномальных напряжений и деформаций по глубине и определять местоположение источников аномалий (областей повышенной трещиноватости) внутри разломных зон.

На основе разработанной технологии решения обратных задач современной геодинамики разломов были определены диапазоны глубин, размеры, форма и степень разупрочнения областей формирования СД-аномалий.

Совместный анализ этих результатов с геодинамической и геолого-геофизической обстановкой исследуемых регионов показал, что источники СД-процессов залегают в диапазоне глубин от первых десятков метров до первых километров, имеют (в сечении) форму длинных, субвертикально ориентированных прямоугольников, приуроченных к зонам залегания флюидонасыщенных, трещиноватых известняков.

Оказалось, что для формирования аномальных деформаций земной поверхности на уровне 10^{-4} — 10^{-5} необходимо относительное изменение объемного модуля упругости в диапазоне от 1—3 до 10—30 %, при заданных на границе напряжениях тектонического и гравитационного генезиса от 10 до 100 МПа.

Обнаружение СД-процессов в зонах разломов, разработка методов комплексной интерпретации наблюдений и диагностики современного напряженно-деформируемого состояния разломных зон позволили успешно поставить и решить целый ряд важных практических задач. Наиболее значимыми из них явились:

1. На примере ряда месторождений показано, что пространственная приуроченность аварийных ситуаций на скважинах и трубопроводных системах к зонам разломов находит свое естественное толкование в рамках представлений о наличии СД-процессов в этих зонах.

2. Разработана методика оценки СД-риска особо ответственных и экологически вредных объектов (АЭС и месторождения УВ), которая базируется на авторском определении риска, а именно: *риск есть математическое ожидание ущерба*. Показана необходимость обязательного учета СД-риска в мегаполисах и в целом при строительстве гражданских и промышленных объектов.
3. Обнаруженное явление СД-процессов в зонах платформенных разломов коренным образом меняет представление об уровне экологического риска, так как именно платформенные регионы являются преимущественной средой обитания человека. В этом случае возникает новый вид экологического риска — эколого-геодинамический риск.

Приведенные результаты убедительно показывают, что необходим учет фактора СД в ведомственных нормативах, регламентирующих безопасное функционирование особо ответственных и экологически опасных объектов (АЭС, ГЭС, магистральные нефтегазопроводы, крупные месторождения УВ и их инфраструктура, объекты захоронения радиоактивных и токсичных отходов и т.д.).

Для совершенствования мер по социальной защите населения от СД-опасности необходима разработка новых подходов и норм по страхованию СД-рисков.

При этом необходимо иметь в виду следующее. Постоянное техногенное нагружение земных недр, в совокупности с действующими природными процессами, создает в зонах разломов области существенной неустойчивости естественного режима деформирования геосреды.

Хорошо известно, что в неустойчивых системах принципиально меняются представления о характере причинно-следственных связей. Если в устойчивых системах меры причин и следствий всегда одного порядка, то в неустойчивых, существенно нелинейных системах, малые причины приводят к весьма большим последствиям. В этих системах причиной явлений следует считать саму неустойчивость.

В этой связи разработана комплексная система диагностики участков земной поверхности с неустойчивыми деформационными характеристиками (СД-районирование), которая основана на последовательной реализации трех взаимосвязанных процедур:

- 1) детального, метрологически обеспеченного мониторинга СД-процессов;
- 2) комплексной, многовариантной интерпретации результатов наблюдений и селекции различных сценариев возможного негативного развития событий (оценка СД-опасности);
- 3) определения уровня СД-риска, прогнозирования экологических и социально-экономических последствий и выработка стратегий превентивных мероприятий.

Базирующаяся на этих подходах комплексная методика оценки геодинамического риска объектов различного целевого назначения разработана и успешно адаптирована для массового потребителя в научно-консалтинговой компании «Гефестос» [патент РФ № 2206908 «Способ идентификации зон потенциальной аварийности сооружений», 2002]).

Анализ современных геодинамических процессов показал, что региональные напряжения имеют квазистатический характер, а возникающие в зонах разломов аномалии имеют параметрический характер. Рассмотрев условия подобия при моделировании такого напряженно-деформированного состояния и учитывая явления самоподобия строения горных пород, сделан вывод, что для изучения изменений физических свойств самого материала горных пород возможно и необходимо использование горных пород в качестве адекватного модельного материала.

Впервые показано, что временной ход общей продольной деформации образцов в процессе длительных испытаний при постоянной нагрузке осложняется отдельными аномалиями изменений скорости деформации. Величина общей (интегральной) деформации образцов почти на порядок меньше величины локальных деформаций.

Количество фактов аномальных изменений деформации ослабленного образца существенно больше, чем цельного образца, и они имеют большую амплитуду и продолжительность. При малых нагрузках на образцы аномальные изменения деформации отмечались гораздо реже по сравнению с экспериментами при нагрузках, близких к разрушающим.

Аномальные изменения интегральных и локальных деформационных параметров образца свидетельствуют в пользу дискретно-

го характера деформирования отдельных областей образца с ярким проявлением на определенных этапах дилатансионного характера подготовки разрушения.

В процессе длительных испытаний цельного образца отмечены периоды активности акустической эмиссии (АЭ) длительностью до нескольких часов и интенсивностью до нескольких десятков импульсов в секунду. Очевидно, они вызваны разрушением локальной зоны образца с наличием главного толчка, а затем снижением активности во времени (аналог афтершоковой активности после основного землетрясения). Периоды активности АЭ во время проведения эксперимента на ослабленном образце были короче — несколько минут — и имели форму группы импульсов, интенсивность АЭ достигала первых сотен импульсов за час.

Отмечены значительные изменения локальных деформационных параметров, предваряющие активизацию АЭ. Источники АЭ, вероятно, находились вблизи участков с максимальными изменениями ϵ_{\max} и ϵ_{\min} . Развитие микротрещиноватости, сопровождаемое излучением акустической энергии, происходило в направлении соседних участков. Значительные изменения локальных деформаций после реализации активизации АЭ могут служить признаком разгрузки локальных напряжений в этой области.

Сопоставление активности АЭ и изменений общей продольной деформации образца приводит к выводу об их обратной взаимосвязи: интенсивные изменения деформации не сопровождаются интенсивным выделением АЭ и, наоборот, интенсивное выделение энергии АЭ не сопровождается изменениями деформационных параметров в условиях длительно действующих квазистатических нагрузок. Данный результат полностью соответствует выявленной в Копетдагском и Камчатском регионах взаимосвязи между деформационными и сейсмическими процессами, которую можно представить как две стороны проявления современной геодинамики региона. Накопленная тектоническая энергия выделяется либо в виде активизации деформационных процессов, либо в виде сейсмического процесса.

Длительные испытания образцов в условиях постоянного всестороннего сжатия, моделирующие условия залегания пород на глубинах в несколько километров, выявили ряд характерных особенностей их деформирования. Так, выявлена низкая скорость де-

формирования раздробленного сухого образца, которая может проявиться в природных условиях как слабое деформирование зоны магистрального разрыва, по сравнению с окружающими его горными породами, в случае отсутствия в нем влаги. При насыщении образца влагой характер деформирования резко изменялся: отмечалось его активное деформирование. В природе этому будет соответствовать активное деформирование зоны магистрального разрыва и менее интенсивное деформирование окружающей среды. Данный факт свидетельствует о существенном влиянии флюидодинамики при формировании современной геодинамической активности разломных зон.

Сопоставление результатов испытаний образцов в атмосферных условиях (приповерхностные условия залегания пород) и при наличии всестороннего сжатия и порового давления (условия на глубине) показали, что в первом случае были отмечены факты увеличения электрического сопротивления образцов в процессе подготовки разрушения, а во втором практически всегда наблюдалось снижение сопротивления. Скачкообразные знакопеременные изменения сопротивления обусловлены образованием вновь возникающих трещин.

Разрушение насыщенных водой образцов пород в гидродинамически открытой и закрытой системе, при одном и том же всестороннем давлении предварялось понижением электрического сопротивления горных пород, осложненным бухтообразными вариациями, которые свидетельствуют об актах внутреннего микроразрушения. Предвестниками разрушения в закрытой системе можно считать прекращение роста порового давления (рост объемной деформации) и бухтообразные вариации сопротивления в условиях увеличения внешнего сжатия. Между скоростью распространения упругих продольных волн и электрическим сопротивлением образцов горных пород в открытой системе имеет место прямая корреляция. Причем электрическое сопротивление более чувствительно к изменениям порового давления и структурным изменениям в породе.

Одной из причин изменения напряженно-деформированного состояния недр являются процессы разработки месторождений жидких углеводородов. Было проведено лабораторное моделирование этих процессов — эксперименты в условиях снижения порового (пластового) давления и сохранения без изменений давления

вышележащих пород (всестороннего давления). Их результаты показали, что зависимость изменения коэффициента пористости при росте эффективного напряжения можно аппроксимировать ($R^2 = 0,99$) линейным уравнением вида

$$\Delta K_{п} = K_{п0} - A \sigma_{эф},$$

где $\Delta K_{п}$ — относительное изменение текущего коэффициента пористости (в % от $K_{п0}$); $K_{п0}$ — коэффициент пористости при атмосферных условиях; A — коэффициент, зависящий от деформационно-прочностных свойств образца; $\sigma_{эф}$ — эффективное напряжение, МПа.

Процесс стабилизации состояния образца продолжается довольно долго после окончания роста эффективного давления. Деформация образца при этом хорошо описывается ($R^2 = 0,88$) логарифмической зависимостью:

$$\varepsilon_t = A \ln(t) + B,$$

где ε_t — деформация образца в момент времени t ; t — время с момента завершения изменения давления, ч; A — коэффициент, зависящий от вязкости материала образца; B — значение текущей деформации образца на момент времени $t = 1$ ч.

Временной ход деформирования образца после сброса порового давления с высокой степенью достоверности ($R^2 = 0,99$) можно также аппроксимировать приведенной выше логарифмической функцией. Причем коэффициенты A в обоих случаях мало отличались между собой (0,0875 и 0,0921), что дает возможность использования результатов экспериментов при росте всестороннего сжатия образцов для расчета возможных деформаций пластов-коллекторов при снижении пластового давления в них при разработке месторождений газа и эксплуатации ПХГ.

Результаты экспериментов по ступенчатому снижению порового давления с 50—60 МПа до нуля показали, что каждая ступень сопровождалась деформированием образца. На первых ступенях логарифмическая зависимость деформации от времени имела четко выраженный характер, достоверность аппроксимации R^2 близка к единице. Однако при дальнейшем снижении порового давления

деформирование образца уменьшается и, достигнув определенного уровня деформации, он в дальнейшем не деформируется.

Прекращение деформирования образца при снижении порового давления служит признаком ужесточения материала образца и говорит о возможности перехода в дальнейшем к активизации сейсмоакустической эмиссии. В природных условиях при разработке месторождений вначале также происходят подвижки по разломам и просадки земной поверхности (деформационные процессы), а затем, по мере отбора газа или нефти (снижения пластового давления), происходит активизация техногенной сейсмичности.

Согласно используемой авторами модели подготовки тектонического землетрясения, на первой стадии этого процесса в некотором объеме среды (будущем очаге землетрясения) происходит постепенное накопление числа и увеличение размеров трещин. На второй стадии происходит взаимодействие трещин и увеличение интегральной трещиноватости — дилатансия. Земная поверхность в очаговой области испытывает поднятие, что приводит к накоплению потенциальной энергии. Третья стадия характеризуется локализацией процесса разрушения с падающей диаграммой напряжение — деформация, что приводит к увеличению интегральной жесткости всего приподнятого в поле силы тяжести слоя и, следовательно, к увеличению потенциальной энергии. После формирования сдвигового магистрального разрыва происходит землетрясение, приподнятый участок опускается, совершая при этом положительную работу и уменьшая запас потенциальной энергии системы.

Для количественного описания процессов формирования деформационных предвестников очаг готовящегося землетрясения рассмотрен как деформационное включение в виде горизонтального цилиндра с уменьшающимися во времени эффективными упругими модулями (модель мягкого включения). Так как натурные измерения проводятся на земной поверхности, то были рассчитаны вертикальные и горизонтальные смещения земной поверхности в окрестности очага-включения, обусловленные его развитием в ходе подготовки землетрясения с $M = 6$.

Для поиска предвестников землетрясений широко используются методы наблюдений за изменениями электрического сопротивления горных пород. Предложенная аналитическая модель изменения сопротивления при подготовке землетрясения показала,

что в ближней к очагу зоне будет снижение сопротивления, а в дальней зоне — увеличение его. Размер области снижения кажущегося электрического сопротивления сопоставим с глубиной залегания неоднородности. При фиксированной глубине залегания включения величина аномальных изменений сопротивления зависит как от размера включения, так и от величины снижения сопротивления в нем, что позволяет рассчитать параметры включения, основываясь на априорно известных сведениях и используя формулы электроразведки (обратная задача).

Рассмотренные модели изменения размеров и сопротивления формирующейся неоднородности позволили оценить максимально возможные изменения кажущегося электрического сопротивления значениями порядка 25—50 % во время подготовки землетрясений магнитуды 5—6 при использовании одного из методов электроразведки — метода срединных градиентов.

Сопоставление вариаций электрического сопротивления горных пород, полученных в полевых и лабораторных условиях, показало реальную возможность переноса результатов лабораторных испытаний образцов в натурные условия, а следовательно, на возможность моделирования процессов подготовки землетрясений в лабораторных условиях.

Анализ аномальных изменений электротеллурических потенциалов (ЭТП), полученных авторами в Туркменистане, показал, что практически все сейсмические события с энергией более чем $E = 10^9$ Дж, зона подготовки которых охватывала наблюдательные станции «Ашхабад» и «Коу-Ата», предварялись или сопровождались аномальными изменениями электротеллурических потенциалов. Основной вклад в их формирование вносят потенциалы, обусловленные фильтрацией жидкости (электрокинетический эффект), и потенциалы, сопровождающие процессы образования трещин при деформировании горных пород. Последние вносят основной вклад и в формирование аномалий естественного электрического поля при деформировании и подготовке разрушения образцов горных пород в лабораторных условиях.

Анализ и сопоставление вариаций комплекса геофизических полей позволил дать вариант интерпретации их результатов с учетом конкретной геолого-тектонической обстановки в период подготовки одного из землетрясений на Ашхабадском геодинамическом полигоне.

Показано, что для изучения изменений напряженно-деформированного состояния горных пород могут применяться методы повторных геофизических исследований скважин (ГИС-контроль). Их использование определяется высокой точностью и детально-стью определения физических свойств пород, в которых происходят изменения напряженного состояния.

Анализ повторных геофизических наблюдений в скважинах показал, что образование трещин в эксплуатационных и обсадных колоннах и формирование скоплений газа за колоннами скважин происходят в течение определенного периода времени при активизации современных геодинамических процессов. Эти процессы находят отражение при повторных измерениях методом нейтронного гамма-каротажа (НГК), магнитоимпульсной дефектоскопии (МИД) скважин, а также распределения давления и температуры по стволу скважин.

Выявлены изменения фильтрационно-емкостных свойств продуктивного пласта (песчаника) подземного хранилища газа (ПХГ), проявляющиеся в изменении значений НГК амплитудой порядка 10 %, которые обусловлены влиянием изменений пластового давления (0,63 МПа) при закачке и отборе газа.

Таким образом, обоснована возможность широкого использования результатов производственного мониторинга (ГИС-контроль) в качестве составной части геодинамического мониторинга объектов нефтегазового комплекса, который необходим для обеспечения экологической и промышленной безопасности объектов нефтегазового комплекса.

Conclusion

As a result of complex generalization of significant amount of data about recent movements of crust, which was received on specially organized geodynamics polygons for different purposes, principally new data about recent geodynamics condition of subsoil was received. Since such polygons were located in seismically active as well as in not seismically active regions and were equipped with identical measuring systems, it proved possible to conduct a consecutive comparison of basic characteristics of deformation processes which were received in such different (from traditional geodynamics point of view) regions.

As a result of the comparative analysis there was discovered a new class of tectonic movements — *recent super-intensive deformations (SD) of crust in fault zones*. In this case most paradoxical and unexpected result is that the highest intensity of anomalous deformations can be seen in platform fault zones of seismically low regions. Such anomalous deformation processes are highly amplitude (over 50 mm per year or about 10^{-4} — 10^{-5} per year), happen in short periods of time (from first months to first years), located in space and time (from first hundreds of meters to first kilometers), and have pulsing and/or alternating directivity.

To study the effect of higher deformation activity of non-seismic faults compared to seismically active ones, the results of comparison of seismic and deformation energy characteristics were analyzed (linear power density of implemented potential energy along the strike of regional geodetic section which begins in Kopetdag's foothills and ends on the South hillside of Turan platform). It appeared that the further it got from mountains to platform (from seismically active zone to non-seismic zone), the SD intensity rapidly increased, and seismicity fell and fully disappeared in the platform part. Analogous antiphase behavior of deformation and seismic processes can also be seen within a single fault zone.

Thus, as a results of the researches conducted in Kamchatka and Kopetdag seismically active regions show, in a period of lower seismic activity a rapid gaining of the SD processes in fault zone is established, and contrariwise. Quantitative results show that stored reserve of potential energy is implemented in a fault zone in two forms: seismicity and

SD. In this case, a joint irradiation equivalent exists which is general for both forms of implementation. Thus, it can be presumed that existence of more powerful deformation processes in non-seismic faults of platform zones is a result of absence thereof of dissipation seismic factor, which in seismically active faults provides a «flow» of part of joint irradiation equivalent in seismic form, by that decreasing that part of potential energy which is implemented in the SD form. Considering the fact that joint potential energy of the medium under deformation consists of two components — bulk and wave, an anti-phase behavior of deformation (bulk component) and seismic (wave component) processes, as well as presence of joint irradiation equivalent, all become clear.

The received empirical generalizations show that the origin of SD anomalies must be the processes occurring inside these fault zones themselves. Such statement appears to be fair because currently well-known models of abyssal geodynamics cannot explain a monitored spatio-temporal spectrum of recent movements of crust and especially appearance of SD anomalies in platform fault zones.

In this respect, author has proposed a new mechanism of derivation of anomalous deformations in fault zones. Within the limits of this mechanism formation of SD processes is not directly called by time code of a regional (external with respect to volume environment controlled by observing system) stress field, but is conditioned by changes in parameters (hardness modules, friction factor, etc.) of originally loaded environment within fault zones themselves. Arising thereof, SD anomalies are considered as *parametrical*, because according to theory of mechanical oscillation, overbalance by any system from equilibrium condition (system overbalance) can be reached by two ways: either by an outside collision force or as a result of change of inside parameters of the system itself.

Generally, physical nature of occurrence of parametric deformations is seen as follows. Geological environment is in external and internal (endogenous and exogenous), quasi-static (global and regional stress fields) and dynamic (water heights, rippling of Earth orbit, processes of preparation of earthquakes, seismic waves, technogenic processes, etc.) loads. Moreover, dynamically active and chemically aggressive fluid system is constantly presented and redistributed in fault zones, especially in sedimentary reservoirs. Interaction and cooperative influence of all these factors are actualized in first place by improved concentration

of environment defects, i. e., in fault zones with not stable mechanical characteristics, by short-term fluctuations of rigidity characteristics of formations in local volumes, which lead to occurrence of SD processes.

Conducted researches show that SD anomalies arise, as a rule, under influence of minor impacts. So, for example, agitation of SD processes by atmospheric condensation was elicited, creation of deformations at the level of 10^{-4} — 10^{-5} fault zone, which are conditioned by preparation of an earthquake which occurred 100 km from the vantage-ground, initiation of anomalous deformations of low seismicity, etc.

Thus, discovered SD processes in fault zones represent new class of tectonic movements — *recent parametrically induced movements of crust in fault zones*.

Developed concepts of the mechanism of generation of SD processes allowed to formulate quantitative model of formation of local deformations of anomalies in fault zones. It represents semi-infinite solid, which has impurity (inhomogeneity) with mechanical characteristics other than host medium, the edges of which have preset constant voltages. In this case, during changes in time of mechanical characteristics inside impurity (parametric induction by small exposure) and existence of intensive constant voltages at the edges, takes place the formation of locally deflected mode of body area in the neighborhood of given inhomogeneity (model analogue of fault zone).

Created within the limits of given approach analytical and directional numerical models, connecting SD characteristics, monitored on crust, with parameters of the origins in depth, allowed to evaluate allocation of anomalous voltages and deformations throughout depth and to determine the location of the origins of anomalies (areas of exceeded fissuring) inside fault zones. On the basis of developed technology for solving inverse problems of recent faults geodynamics, depth diapasons, sizes, form, and degree of softening of areas of formation of SD anomalies were determined.

Current analysis of these results with geodynamic and geological and geophysics situation of regions under examination showed that the origins of SD processes occur in depth diapason from first tens of meters to first kilometers, have (in cross section) form of long (0,05—0,5 km), vertically oriented rectangles, timed to zones of bedding of fluid saturated, fissuring limestone. It appeared that to form anomalous deformations of crust at the level 10^{-4} — 10^{-5} it is necessary to have relative

elasticity change of solid block in diapason 1—3 up to 10—30 percent, with given at the edge volumes 10 MPa to 100 MPa.

On the basis of concepts of parametrical induction of SD processes, it was possible to prove autowave nature of spatio-temporal migration of SD anomalies in fault zones. It appeared that the monitored speed diapasons and character of the transfer of deformation activity must be described by nonlinear diffusion equation of crust displacement, analogues to Kolmogorov-Piskunov-Petrovsky equation.

The discovered SD processes in fault zones, development of methods of complex interpretation of observations and diagnosis of recent deflected mode of fault zones allowed to successfully state and solve a number of important practical problems, the most important of which are:

- 1) quantitative model of processes for earthquakes' preparation for conditions of young sediment basins was developed and necessity to conduct the recording of «self» dynamics of faults at evaluation of the size of the areas of formation of deformation prognostics was made plain. Effect of parametrical amplifying of deformation prognostics in fault zones was discovered and differential method for geodesic monitoring in fault zones of seismically active regions was proposed.
- 2) stable interaction between variations in oil well debits and SD processes was elicited. It was showed that SD anomalies could lead to change in debits at percent 10—30 level. It was shown on example of a number of deposits that space contemporaneity of emergency situations at wells and pipeline systems to fault zones finds its natural explanation within the concepts of existence of SD processes in such zones. A method for SD-dangerous zoning and eliciting of critical depth diapasons within the limits of which snapping and curving of wells of various technological purposes, was developed;
- 3) a method for SD risk evaluation of highly important and environmentally harmful objects (nuclear power plants and hydro-carbon deposits) was developed, which is based on the author's definition of risk, i. e., **risk is a mathematical expectation of damages**. Taking as example anomalous deformation of the Moscow Underground tunnels, necessity for the obligatory recording of SD risk in megalopolises and generally

through construction of civil engineering and industrial objects was shown;

- 4) discovered existence of SD processes in platform fault zones reverses the concept of environmental risk level because precisely platform regions represent predominant environment. In this case, new class of environmental risk appears — ecological and geodynamics risk.

The results presented demonstrate that recent geodynamics of faults and especially their most extreme exhibition in the SD processes form must become an object of intent consideration in all spheres of human activity. Recording of SD factor should be conducted in normative acts issued by state agencies, regulating safe exploitation of most important and environmentally dangerous objects (nuclear power plants, water-power plants, main oil and gas pipelines, large hydrocarbon deposits and their infrastructure, places of nuclear and toxic waste disposal, etc.). To improve social protection of population from SD danger, preparation of new approaches and norms for SD risk insurance is required. All that definitely must be reflected in amendments and additions to applicable law in part related to SD-danger recording.

Also, the following must be considered. Constant technogenesis loading of subsoil together with active natural processes creates geoenvironments in fault zone areas of constitutive fluctuation of natural deformation regime. It is well known that concepts of the nature of cause-effect relations change in principle in fluctuation systems. If in fluctuation systems the measures of cause and effect are always of the same order, then small reasons lead to quite big consequences in fluctuation and constitutive nonlinear systems. In these systems, fluctuation itself must be treated as cause of events. In such situation it is essential to conduct very thoughtful system of diagnostics of crust fields with fluctuation deformation characteristics (SD zoning). For that purpose follow-up realization of three interconnected procedures must be conducted:

- 1) detailed and measurement-assured monitoring of SD processes;
- 2) complex several-variant interpretation of results of the monitoring and selection of different scenarios of possible negative contour (evaluation of SD danger);

- 3) determination of the level of SD risk, forecasting environmental, social and economic consequences, and formulating strategies for preventive arrangements.

The complex technique of an estimation of geodynamic risk of objects of a various special-purpose designation basing these approaches is developed and successfully adapted for the mass consumer in scientific - consulting company «Gefestos» [the Patent of the Russian Federation № 2206908 «the Way of identification of zones of potential breakdown susceptibility of constructions» 2002].

The analysis of recent geodynamic processes has shown, that regional pressure has quazistatic character, and the anomalies in zones of faults, have parametrical character. Having considered conditions of similarity at modeling such it is stress — deformed conditions, and taking into account the phenomena of self-similarity of a structure of rocks, the conclusion is made, that for studying changes of physical properties of the material of rocks probably and use of rocks is necessary as an adequate modeling material.

For the first time it is shown, that the time course of the general longitudinal deformation of samples during long tests is complicated separate anomalies of changes of speed of deformation. The size of the ***general (integrated) deformation of samples almost on the ten times is less than size of local deformations***. Amplitudes of changes of local deformation parameters are maximal in zones of concentration of pressure, rather than in not broken areas of a sample.

The quantity of the facts of anomalous changes of deformation of the weakened sample is essentially more, than an integral sample, and they have the big amplitude and duration. At small loadings on samples anomalous changes of deformation were marked much less often, in comparison with experiments at the loadings close to destroying.

Anomalous changes of integrated and local deformation parameters of a sample speak about complex and discrete character of deformation of separate areas of a sample with bright display at the certain stages dilatation character of preparation of failure.

During long tests of an integral sample the periods of activity of acoustic emission (AE) by duration till several o'clock and intensity up to several tens impulses a second are marked. Obviously, they are caused by failure of a local zone of a sample with presence of the main shock, and then decrease in activity in time (analogue aftershock activ-

ity after the main earthquake). The periods of activity AE during carrying out of experiment on the weakened sample were shorter - some minutes - and had the form of group of impulses, intensity AE reached first hundreds impulses in one hour.

The significant changes of local deformation parameters anticipating activation AE are marked. Sources AE, probably, were near to sites with maximal changes ϵ_{\max} and ϵ_{\min} . Development microcracking, accompanied with emission of acoustic impulses, occurred in a direction of the next local areas. Significant changes of local deformations after realization of activation AE can be an attribute of unloading of local stress in this area.

Comparison of activity AE and changes of the general longitudinal deformation of a sample results in a conclusion about their return interrelation: *intensive changes of deformation are not accompanied by intensive allocation AE and on the contrary, intensive allocation of energy AE is not accompanied by changes of deformation parameters in conditions of long working quasistatic loadings*. This result fully complies revealed in the Kopetdag and the Kamchatka regions of interrelation between deformation and seismic processes, which can be presented as two parties of display of recent geodynamics of region. The saved up tectonic energy is allocated or as activation of deformation processes, or as seismic process.

Long tests of samples in conditions of the constant uniform compression, modeling disposal conditions rocks on depths in some kilometers, have revealed a number of prominent features of their deformation. So, low speed of deformation of the weakened dry rock sample which can be shown naturally as weak deformation of a zone of the main break is revealed, in comparison with rocks surrounding it, in case of absence in it of a moisture. At saturation of a sample by a moisture, character of deformation sharply changed: its active deformation was marked. In the nature to this there will correspond active deformation of a zone of the main fault and less intensive deformation of a rock around fault. This fact confirms a conclusion about principal distinction of character of deformation of rocks depending on presence or absence of a moisture, and about dominating influence fluidodynamic on formation of recent activity fault zones and formation of cracks in massive of rocks.

In atmospheric conditions (condition near ground surface) and at presence of uniform compression and pore fluid pressure (conditions on

depth) have shown comparison of results of tests of rock samples, that in the first case the facts of increase in electric resistance of samples have been marked during preparation of destruction, and in the second, decrease in resistance practically was always observed. Spasmodic sign-variable changes of resistance are caused by formation of new cracks.

Failure of water-saturated rock samples in hydrodynamic to the open and closed system, at the same uniform pressure was anticipated downturn of electric resistance of the rocks, complicated U-form variations, which testify to acts of internal microcracking. In the closed system it is possible to accept a precursor of failure the discontinuance of growth pore fluid pressure (growth of volumetric deformation) and U-form variations of resistance in conditions of increase in external compression. Between velocity of elastic longitudinal waves and electric resistance of samples of rocks in open system direct correlation takes place. And electric resistance is more sensitive to changes pore fluid pressure and structural changes in rocks.

As is known, one of the reasons of change of a stress condition of crust, development of deposits of liquid hydrocarbons is. Laboratory modeling these processes — experiments in conditions of decrease pore (strata) fluid pressure and preservations without changes of pressure of overlying rocks (uniform pressure) has been carried out. Their results have shown, that dependence of change of porosity at growth of an effective pressure can be approximated ($R_2 = 0,99$) the linear equation of a kind:

$$\Delta K_n = K_{n_0} - A \sigma_{\phi},$$

where ΔK_n — relative change of the current factor of porosity (in % from K_{n_0}); K_{n_0} — factor of porosity under atmospheric conditions; A — the factor dependent from deformation-strength properties of a sample; σ_{ϕ} — effective pressure (MPa).

Process of stabilization of a condition of a sample proceeds rather for a long time *after the termination of growth of effective pressure. Deformation of the sample*, which is taking place at these conditions, is *well described ($R^2 = 0,88$) by logarithmic dependence:*

$$\varepsilon_t = A \ln(t) + B.$$

Where ε_t — deformation of a sample at the moment of time t ; t — time from the moment of end of change pressure (hours); A — the factor dependent on viscosity of a material of a sample; B — value of the current deformation of a sample at the moment of time $t = 1$ h.

This empirical formula is applicable only for calculation of deformations after the termination of changes strata fluid pressure, and the deformations arising during growth or decrease of strata fluid pressure (changes of effective pressure), under this formula to expect it is not meaningful, so they will be obviously underestimated.

The time course of *deformation of a sample after drop pore fluid pressure* with a high degree of reliability ($R^2 = 0,99$) *can be approximated* also above-mentioned *logarithmic function*. And factors A in both cases differed among themselves (0,0875 and 0,0921) a little, that *enables uses of results of experiments at growth of uniform compression of samples for calculation of possible deformations of layers of collectors at decrease layer (strata) fluid pressure* in them by development of deposits of gas and operation underground gas storage.

Results of experiments on step decrease pore fluid pressure with 50—60 MPa up to zero have shown, that each step was accompanied by deformation of a sample. At the first steps logarithmic dependence of deformation on time had well defined character, reliability of approximation (R^2) is close to unit. However, at the further decrease pore fluid pressure deformation of a sample decreases and, having reached the certain level of deformation, it further is not deformed.

The discontinuance of deformation of a sample at decrease pore fluid pressure, is an attribute of toughening of a material of a rock sample and speaks about an opportunity of transition, further, to activation of seismoacoustic emission. Naturally by development of deposits in the beginning also there are motions on faults and a subsidence on a ground surface (deformation processes), and then, in process of extraction of gas or oil (decrease strata pressure), there is an activation of the induced seismicity.

Earthquakes are the most known and dangerous form of display of recent geodynamic processes. According to model of preparation of tectonic earthquake used by authors, at the first stage of this process in some volume of rocks (the future source earthquake) there is a gradual accumulation of number and increase in the sizes of cracks. At the sec-

ond stage there is an interaction of cracks and increase integrated cracking — dilatation. The third stage is characterized by localization of process of failure with the falling diagram a stress — deformation that results in increase in integrated rigidity in all raised in a field of a gravity of a layer and, hence, — to increase in potential energy. After formation of shift main fault of horizontal orientation, there is an earthquake, the raised local area falls, making thus positive work and reducing a stock of potential energy of system.

For the quantitative description of processes of formation of deformation precursors the source of preparing earthquake is considered as deformation inclusion as the horizontal cylinder with effective elastic modules decreasing in time (model of soft inclusion). As natural measurements are carried out on a ground surface vertical and horizontal displacement of a ground surface in the vicinities of center — inclusion caused by its development during preparation of earthquake from $M = 6$ have been determined.

Horizontal displacement are symmetric concerning an axis of cylinder — inclusion and have two maxima located on the right and to the left of the center of cylinder — inclusion on distance about 10 км. Isoline 2 mm corresponding to limiting sensitivity of recent methods of geodetic services, are located on distance about 80 km from the center of inclusion. Vertical displacement look like the ellipses extended along an axis of inclusion. While the maximal amplitude of vertical displacement in two with superfluous time more than horizontal displacement, but they fade faster, isoline 2 мм is located on distance about 40 km from the center of inclusion.

For search of precursors of earthquakes methods of supervision over changes of electric resistance of rocks are most widely used. The considered analytical model of change of resistance by preparation of earthquake, has shown, that in a near zone to the center there will be a decrease in resistance, and in a distant zone — increase in resistance. The size of area of decrease in apparent electric resistance is comparable with depth of heterogeneity. At the fixed depth of inclusions the size of anomalous changes of resistance depends both on the size of inclusion, and from size of decrease in resistance in it, that allows to calculate parameters of inclusion, being based on a priori known data and using formulas of electroinvestigation (a return task).

The proposed models of change of the sizes and value resistance of formed heterogeneity have allowed to estimate the greatest possible changes of apparent electric resistance by values about 25—50 % during preparation of earthquakes magnitude 5—6 at use of one of geophysical electric methods — a method of median gradients.

Comparison of variations of electric resistance of the rocks received in field and laboratory conditions has shown a real opportunity of qualitative carry of results of laboratory researches of samples in natural conditions, and also on an opportunity of modeling of processes of preparation of earthquakes in laboratory conditions.

The analysis of the anomalous changes electrotelluric potential (ETP) received by authors in Turkmenistan, has shown, that practically all seismic events with energy more than $E = 10^9$ Joule which zone of preparation covered observant stations «Ashkhabad» and «Kou-Ata», were anticipated or accompanied by anomalous changes ETP. The basic contribution to their formation is brought with the potentials caused by a filtration of a liquid (electrokinetic effect) and the potentials accompanying processes of formation of cracks at deformation of rocks. The last, also bring the basic contribution and to formation of anomalies of a natural electric field at deformation and preparation of destruction of samples of rocks in laboratory conditions.

The analysis and comparison of variations of a complex of geophysical fields has allowed to give a variant of interpretation of their results in view of concrete geology-tectonic conditions during preparation of one of earthquakes on Ashkhabad's geodynamic test area.

It is shown, that stress — deformed conditions of rocks can be applied to studying changes methods of geophysical researches of wells (GIS-control). Their use is determined by high accuracy and detail of measure of physical properties of rocks in which there are changes of a stress condition. The analysis of repeated geophysical supervision in wells has shown, that formation of cracks in production and casing tubes and formation of gas accumulations behind well tubes occurs during the certain period of time at activization of geodynamic processes. These processes find reflection at monitoring neutron gamma-ray logging (NGK), magnitoimpulse defectoscope (MID) of wells and changes of distribution of pressure and temperatures on wells.

Changes of filtration-capacity properties of a productive layer (sandstone) underground gas storage, shown in change of values NGK by amplitude about 10 % are revealed, which are caused by influence of changes gas pressure (0,63 MPa) at pumping and extraction of gas. Thus, the bases for wide use of results of production geophysical monitoring (GIS-control) over a component of geodynamic monitoring objects of an oil-and-gas complex are shown.

Список литературы

1. Авагимов А.А., Атаев А.К., Атаев С.А., Кузьмин Ю.О., Эфендиев М.И. Связь аномальных изменений электросопротивления горных пород в разломной зоне с приливными деформациями земной коры // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1988. — № 5. — С. 50 — 52.
2. Авагимов А.А., Атаев А.К., Жуков В.С. и др. Длительность и зона проявления электромагнитных предвестников в Ашхабадском сейсмоактивном районе // Прогноз землетрясений № 7. — Душанбе — Москва: Дониш. — 1986. — С. 24—36.
3. Авагимов А.А., Атаев А.К., Жуков В.С. и др. Структура электромагнитных предвестников в Ашхабадском сейсмоактивном районе: Тезисы докладов III Всесоюзного съезда по геомагнетизму. — Киев — Ялта: АН СССР, АН УССР. — 1986. — С.81.
4. Авагимов А.А., Аширов Т.А., Гаипов Б.Н., Кузьмин Ю.О. и др. Результаты и перспективы развития комплексных исследований по геодинاميке и прогнозу землетрясений в Туркменистане // Сейсмологический Бюллетень Туркменистана. — 1993. — № 1. — С. 23—33.
5. Авагимов А.А., Жуков В.С., Сантурян В.А. и др. Локальные вариации геомагнитного поля токовой природы // Прогноз землетрясений №7. — Душанбе — Москва: Дониш. — 1986. — С. 45—50.
6. Авагимов А.А., Жуков В.С., Лагутинская Л.П., Милькис М.Р. Связь электротеллурических потенциалов с движением подземных вод // Прогноз землетрясений №7. — Душанбе — Москва: Дониш. — 1986. — С. 37—43.
7. Авагимов А.А., Жуков В.С., Лагутинская Л.П. Структура временных изменений электрических потенциалов среды на Ашхабадском геодинамическом полигоне // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1988. — № 6. — С. 81—84.
8. Авагимов А.А., Лыков В.И. О природе временных флуктуаций электрического сопротивления горных пород в зонах активных разломов // ДАН СССР. — 1982. — Т. 263. — № 2. — С. 311 — 313.
9. Авагимов А.А., Сантурян В.А., Жуков В.С., Лагутинская Л.П. О токовой природе локальных вариаций геомагнитного поля: Тезисы докладов III Всесоюзного съезда по геомагнетизму. — Киев — Ялта: АН СССР, АН УССР. — 1986. — С.89—90.
10. Авалиани З.С., Челидзе Т.Л. Моделирование электропроводности и механорезистивного эффекта в трещиноватых средах // Геофизический журнал. — 1981. — Т. 15. — № 6. — С. 25—37.
11. Авчян Г.М., Матвиенко А.А., Стефанкевич З.Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. — М.: Недра. — 1975. — 224 с.
12. Авчян Г.М., Матвиенко А.А., Стефанкевич З.Б. Влияние пластового давления на физические свойства песчаников // Разведочная геофизика. — Вып. 26. — М.: Недра. — 1968. — С. 82—92.
13. Авчян Г. М., Соболев Г. А., Микаелян А. О., Муминов А. С. Некоторые особенности влияния дифференциального напряженного состояния на характер поведения порового давления в образцах известняков в условиях закрытой системы.

Напряженно-деформированное состояние и устойчивость скальных склонов и бортов карьеров: Тезисы докладов IV Всесоюзной конференции по механике горных пород. — Фрунзе: Илим. — 1979. — С. 197—203.

14. *Андреев Б.А., Клушин И.Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. — Л.: Гостоптехиздат. — 1962. — 496 с.

15. *Арутюнов А.Е., Бузинов С.Н., Ворожбицкий В.М.* и др. Правила создания и эксплуатации подземных хранилищ газа в пористых пластах. — М.: ВНИИГаз. — 1994. — 40 с.

16. *Арутюнов А.Е., Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Никонов А.И.* Производственный мониторинг подземных хранилищ газа с целью обеспечения их геодинамической безопасности: Тезисы IV Международного совещания «Роль геодинамики в решении экологических проблем развития нефтегазового комплекса». — СПб.: Минэнерго, РАН, ВНИМИ. — 2003. — с. 49—50.

17. *Аширов Т.А., Атаев А.К., Гаипов Б.Н., Каррыев Б.С., Кузьмин Ю.О.* и др. Направления создания системы сейсмопрогностических наблюдений в Туркменистане // Сейсмологический Бюллетень Туркменистана. — 1994. — № 2. — С. 4—20.

18. *Аширов Т.А., Гаипов Б.Н., Каррыев Б.С., Кузьмин Ю.О.* и др. Состояние и развитие сейсмологических исследований в Туркменистане // Сейсмологический Бюллетень Туркменистана. — 1993. — № 1. — С. 5—9.

19. *Бабичев А.А.* Критерии подобия при моделировании различных стадий разломообразования в земной коре: Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума «Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии». — Новосибирск. — 1982. — С. 19—20.

20. *Бакиев Музафар Х., Томашевская И.С., Воларович М.П., Бакиев Мелис Х.* Физические свойства горных пород Ташкентского региона при высоких давлениях и температурах. — Ташкент: ФАН. — 1983. — 188 с.

21. *Баклашов И.В.* Деформирование и разрушение породных массивов. — М.: Недра, 1988. — 271 с.

22. *Бедеров А.А., Кузьмин Ю.О.* Современная аномальная геодинамика недр — новый фактор экологического и страхового риска // Страховое дело. — 1997. — № 3. — С. 28—33.

23. *Бедеров А.А., Поликарпов А.Д., Кузьмин Ю.О., Краснов М.П.* Способ идентификации зон потенциальной аварийности сооружений. — Патент РФ № 2206908 от 22 мая 2002. — 10 с.

24. *Безгодков В.А., Чавушиян Р.Е.* Опыт режимных сейсмических исследований на Ашхабадском прогностическом полигоне аппаратурным комплексом «Земля» // Прогноз землетрясений № 10. — Душанбе — Москва: Дониш. — 1988. — С.193—205.

25. *Берман Л.Б., Нейман В.С.* Исследование газовых месторождений и ПХГ методами промысловой геофизики. — М.: Недра, 1972. — 216 с.

26. *Виноградов С.Д.* Акустический метод в исследованиях по физике землетрясений. — М.: Наука, 1989. — 177 с.

27. *Виноградов С.Д., Мирзоев К.И., Саломов Н.Г.* Временные последовательности упругих импульсов в процессе разрушения образцов под действием постоянной нагрузки // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1974. — № 7. — С. 25—31.

28. *Власенко Е.П., Кузьмин Ю.О., Федосеев Ю.Е.* Оценка влияния современных геодинамических процессов на деформации тоннелей Московского метрополитена в зоне ведения земляных работ: Труды Международного форума по проблемам науки, техники и образования. — Выпуск 1. — М., 1997. — С. 71—77.
29. *Воевода О.Д.* Связь остаточных перемещений, деформаций и наклонов поверхности Земли с характеристиками очага землетрясения // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1984. — № 2. — С. 27—33.
30. *Вознесенский А.С., Демчишин Ю.В.* Закономерности АЭ при деформировании горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 1999. — № 6. — С. 136—137.
31. *Вознесенский А.С., Тавостин М.Н., Демчишин Ю.В.* Эффект изменения времени затухания акустической эмиссии в состоянии максимального уплотнения каменной соли // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2002. — № 1. — С. 28—34.
32. *Волярович М.П.* Механические свойства горных пород и связь их с пористостью / Современные проблемы механики горных пород. — Л.: Недра, 1972. — С. 55—85.
33. *Волярович М.П., Баюк Е.И., Левыкин А.И., Томашевская И.С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. — М: Недра, 1974. — С. 153—159.
34. *Волярович М.П., Томашевская И.С.* О скоростях упругих волн при деформировании и разрушении образцов горных пород путем одноосного сжатия при всесторонних давлениях до 10 000 кг/см². Проблемы реологии горных пород. — Киев: Наукова думка. — 1970. — С. 56—68.
35. *Волярович М.П., Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н.* Исследование реологических процессов и разрушения в образцах горных пород при давлениях до 10 кбар // Геофизический сборник. — Вып. 53. — 1973. — С. 25—37.
36. *Волярович М.П., Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н.* Связь деформационно-прочностных свойств образцов горных пород с историей нагружения // Геофизический сборник. — Вып. 45. — 1972. — С. 12—23.
37. *Ворожцов Л.Н., Гамбурцев А.Г., Кузьмин Ю.О., Пантелеева Г.А.* Мониторинг на месторождениях нефти и газа. Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика. — М: Наука, 1991. — С. 71—79.
38. *Временная инструкция по перееаттестации скважин ПХГ с целью определения их возможной эксплуатации.* — Ставрополь: СевКавНИПИГаз. — 1996. — 21 с.
39. *Гамбурцев А.Г., Александров С.И., Беляков А.С., Кузьмин Ю.О.* и др. Атлас временных вариаций природных процессов. Порядок и хаос в литосфере и других сферах. — М: ОИФЗ РАН, 1994. — 176 с.
40. *Геофизические методы в инженерно-строительных изысканиях.* — Уфа: Наука, 1972. — 145 с.
41. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1975. — 536 с.
42. *Горелов С.К., Курбанов М.К.* Морфоструктурный и геофизический анализ сейсмических явлений южного Туркменистана. — Ашхабад: Ылым, 1994. — 104 с.
43. *Грицков В.В., Киселевский Е.В., Кузьмин Ю.О.* Современное состояние нормативно-правовой базы горно-экологического мониторинга // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2000. — № 6. — С. 101—104.

44. Дискретные свойства геофизической среды. — М.: Наука, 1989. — 173 с.
45. *Дмитриевский А.Н., Кузьмин Ю.О., Сидоров В.А., Ульмасвай Ф.С.* Основные положения геодинамической и геозоологической безопасности разработки месторождений нефти и газа и других природно-технических систем. Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций и их источников. — М.: Центр «Антистихия». — 2002. — С. 96—103.
46. *Добровольский И.П.* Теория подготовки тектонического землетрясения. — М.: ИФЗ АН СССР, 1991. — 219 с.
47. *Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И.* Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. Моделирование предвестников землетрясений. — М.: Наука, 1980. — С. 7—44.
48. *Добрынин В.М.* Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. — М.: Недра, 1970. — 239 с.
49. *Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А.* Петрофизика: Учебник для вузов. — М.: Недра, 1991. — 368 с.
50. *Еришов Л.В., Либерман Л.К., Нейман И.Б.* Механика горных пород. — М.: Недра, 1987. — 192 с.
51. *Жардецкий А.В., Жуков В.С., Моисеев П.В., Кузьмин Ю.О.* Применение геолого-математического моделирования для мониторинга геодинамических процессов при эксплуатации ПХГ // НТВ «Каротажник». — 2003. — Выпуск 102. — Тверь: Ассоциация исследователей скважин. — С. 67—76.
52. *Жданов М.С.* Электроразведка. — М.: Недра, 1990. — 360 с.
53. *Жданович В.В., Кравцов В.В., Кузьмин Ю.О., Никонов А.И.* Оценка геодинамической опасности и геодинамического риска Анадьрской трубопроводной системы // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2002. — № 12. — С. 70—78.
54. *Жуков В.С.* Структура электротеллурического поля на Ашхабадском геодинамическом полигоне: Тезисы докладов научно-технической конференции ученых-геологов «Абдуллаевские чтения». — Ташкент: АН Узбекской ССР. — 1982. — С. 185—186.
55. *Жуков В.С.* Изучение вариаций электротеллурического поля и электрического сопротивления в Ашхабадском сейсмоактивном районе в связи с проблемой прогноза землетрясений: Автореферат дисс. канд. физ.-мат. наук. — М.: ИФЗ АН СССР, 1984. — 19 с.
56. *Жуков В.С.* Вариации электротеллурического поля в сопоставлении с сейсмичностью // Прогноз землетрясений № 7. — Душанбе—Москва: Дониш. — 1986. — С. 37—43.
57. *Жуков В.С.* Динамика физико-механических свойств горных пород (динамическая петрофизика) // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2002. — № 9. — С. 59—63.
58. *Жуков В.С., Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О.* и др. Исследование взаимосвязи геодинамических и сейсмических процессов в Ашхабадском сейсмоактивном районе: Тезисы докладов международного симпозиума «Геодезия и сейсмология. Деформации и прогноз». — Москва — Ереван: АН СССР. — 1989. — С. 80.
59. *Жуков В.С., Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломов (тектонифизические аспекты проблемы). — Ашхабад: Рукопись, депонированная в ВИНТИ, № 160Ту от 11.04.1990. — 104 с.

60. Жуков В.С., Каррыев А.Ч., Сердюков В.Я., Емельянов В.С. Аппаратура и методика исследования процессов деформации и разрушения образцов горных пород при длительном сжатии // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1992. — № 5. — С. 25—32.

61. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О. Изменения деформационных параметров образцов пород перед их разрушением на примере горных пород Туркменистана // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1990. — № 2. — С. 64—68.

62. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О. Деформация образцов горных пород при физическом моделировании снижения порового давления. Проблемы нефтегазгеологической науки и перспективы развития топливно-энергетического комплекса Туркменистана. — Ашхабад: Институт нефти и газа, Министерство нефти и газа Туркменистана, Энергетический фонд. — 1996. — С. 56.

63. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О. Физическое моделирование современных геодинамических процессов // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2003а. — № 3. — С. 71—77.

64. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О. Моделирование деформационных и сейсмических процессов при разработке месторождений УВ. Газовые ресурсы России в XXI веке. — Москва: Газпром, ВНИИГаз. — 2003б. — С. 456—469.

65. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О. Применение методов геофизических исследований скважин для оценки факторов геодинамического риска на месторождениях углеводородов и ПХГ: Тезисы IV Международного совещания «Роль геодинамики в решении экологических проблем развития нефтегазового комплекса». — СПб: Минэнерго, РАН, ВНИМИ. — 2003в. — С. 59—60.

66. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О. Применение методов ГИС для оценки факторов геодинамического риска на месторождениях углеводородов и ПХ // Приложение к журналу «Наука и техника в газовой промышленности». — 2004. — Т. 1. — М.: ИРЦ Газпрома. — С. 126—137.

67. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Полоудин Г.А. Оценка процессов проседания земной поверхности при разработке газовых месторождений (на примере Северо-Ставропольского месторождения) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. — 2002. — № 7. — С. 54—60.

68. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Салов Б.Г. Деформации и трещинообразование в образцах горных пород при длительном воздействии постоянных сжимающих напряжений. Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. — М.: Наука, 1991а. — С. 156—162.

69. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Салов Б.Г. Динамика деформационных и акустических параметров образцов горных пород Туркменистана при длительной нагрузке // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1991б. — № 5. — С. 73—78.

70. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Скворцова М.А. Влияние напряженного состояния на данные геофизических исследований в скважинах // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2003. — № 5. — С. 76—81.

71. Жуков В.С., Пономарев А.В. Вариации электрического поля образцов известняка при изменении напряженно-деформированного состояния // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1990. — № 6. — С. 61—64.

72. Жуков В.С., Пономарев А.В., Стаховская З.И. Вариации электрического сопротивления образцов известняка при изменении напряженно-деформированного состояния // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1990. — № 3. — С. 71—76.

73. Жуков В.С., Солдаткин С.Г. Влияние современных геодинамических процессов на месторождения и ПХГ: Тезисы докладов на международной конференции «ВНИИГаз на рубеже веков. Наука о газе и газовые технологии». — Секция «Подземное хранение газа». — М.: Газпром, ВНИИГаз. — 2003. — С. 55—56.

74. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. — Вып. 3. — 1968. — С. 46—52.

75. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердого тела. Физические процессы в очагах землетрясений. — М.: Наука, 1980. — С. 78—86.

76. Зайченко В.Ю. Изучение напряженно-деформационного состояния геологических сред геофизическими методами // Геофизика. — 2000. — № 4. — С. 39—44.

77. Изюмов С.Ф. Исследование современной геокинематики приразломных зон земной коры Копетдагского сейсмоактивного региона: Автореферат дисс. канд. физ.-мат. наук. — М.: ИФЗ АН СССР, 1990. — 23 с.

78. Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Оценка размеров областей подготовки тектонических землетрясений // Информационный бюллетень ТуркменНИИНТИ. — Ашхабад. — 1987. — 4 с.

79. Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах / Под редакцией М.П. Волярович. — Киев: Наукова думка, 1977. — 220 с.

80. Кармалева Р.М., Кузьмин Ю.О. Геодеформационный мониторинг особо ответственных и экологически опасных объектов. Исследования в области геофизики. К 75-летию Объединенного института физики Земли. — М.: ОИФЗ РАН, 2004. — С. 303—312.

81. Касьянова Н.А., Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр и ее влияние на объекты нефтегазового комплекса. Предисловие акад. А.Л. Яншина. — М.: Геоинформмарк, 1996. — 56 с.

82. Киссин И.Г. О влиянии поровых растворов на прочность горных пород в очагах землетрясений. Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. — Киев: Наукова думка, 1974. — С. 248—252.

83. Киссин И. Г. Динамика уровней подземных вод при создании крупных водохранилищ как индикатор возбужденных землетрясений. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. — М.: Наука, 1977. — С. 55—61.

84. Кольцов А.В., Пономарев А.В., Салов Б.Г. и др. Исследование подготовки и развития разрушения в образцах горных пород комплексом геофизических методов // Acta Geophysica Polonica. — 1984. — Т. 32. — № 3. — С. 283—299.

85. Косарев Г.М., Ризаев Э.З. Структура разрывов в очагах землетрясений по данным об остаточных смещениях земной поверхности. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным. — М.: Наука, 1988. — С.157—207.

86. Костров Б.В., Фридман В.Н. Механика хрупкого разрушения при сжимающих нагрузках. Физика очага землетрясения / Под ред. академика М.А. Садовского. — М.: Наука, 1975. — С. 30—45.

87. Кузьменко В.А. Новые схемы деформирования твердых тел. — Киев: Наукова думка, 1973. — 324 с.

88. Кузьмин Ю.О. Современные сдвиговые деформации земной коры территории Ашхабадской сейсмоактивной зоны: Автореферат дисс. канд. техн. наук. — М.: ИФЗ АН СССР, 1982. — 16 с.

89. Кузьмин Ю.О. Параметрические деформации земной коры: Тезисы 7-го международного симпозиума по современным движениям земной коры. — Таллинн: АН ЭССР. — 1986. — С. 69.

90. Кузьмин Ю.О. Механизм формирования современной геодинамической активности разломных зон: Материалы Международного симпозиума по изучению СДЗК. — Воронеж: АН СССР. — 1988. — С. 163—165.

91. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов и процессы подготовки землетрясений // Прогноз землетрясений № 11. — Москва — Душанбе: Дониш. — 1989. — С. 52—60.

92. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов. Дисс. д-ра физ.-мат. наук. — М.: ИФЗ АН СССР. — 1990. — 297 с.

93. Кузьмин Ю.О. Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов. Геологическое изучение и использование недр. — Выпуск 4. — М.: Геоинформмарк, 1996. — С. 43—53.

94. Кузьмин Ю.О. Механизм формирования аномальных деформационных процессов в период подготовки и реализации Ашхабадского землетрясения 1948 года // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГН РАН». — 1998эл. — №2 (4). — М.: ОИФЗ РАН.

URL: <http://www.scgis.ru/cp1251/dgggms/2-98/kuzmin.htm>.

95. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. — М.: АЭН, 1999. — 220 с.

96. Кузьмин Ю.О. Оценка геодинамического риска объектов нефтегазового комплекса. Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. — Выпуск 1 / Под редакцией академика РАН А.Н. Дмитриевского. — М.: Наука, 2000а. — С. 334—344.

97. Кузьмин Ю.О. Современное геодинамическое состояние недр // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2000б. — № 6. — С. 55—65.

98. Кузьмин Ю.О. Эколого-геодинамический риск нефтегазовых объектов. Информационное обеспечение рационального природопользования. — М.: Единство, 2001а. — С. 152—163.

99. Кузьмин Ю.О. Техногенно-индуцированные геодинамические процессы на месторождениях нефти и газа: Материалы 6-го Международного симпозиума «Освоение месторождений минеральных ресурсов и подземное строительство в сложных гидрогеологических условиях. Специальные вопросы и геомеханика». — Белгород: ВИОГЕМ, 2001б. — С. 425—436.

100. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная малыми природно-техногенными воздействиями // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2002а. — № 9. — С. 48—54.

101. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика асейсмичных разломных зон // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОНЗ РАН», 2002эл. — №1 (20). — М.: ОИФЗ РАН, ОНЗ РАН.

URL: http://www.scgis.ru/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-13.pdf.

102. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа. Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. — Выпуск 2 / Под редакцией академика РАН А.Н.Дмитриевского. — М.: ГЕОС, 2002б. — С. 418—427.
103. Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Геодинамическая природа аварийности скважин и трубопроводных систем. Перспективы развития экологического страхования в газовой промышленности. — М.: Газпром, 1998. — С. 315—328.
104. Кузьмин Ю.О. Никонов А.И. Эколого-геодинамическая опасность подземных хранилищ газа. Информационное обеспечение рационального природопользования. — М.: Единство, 2001. — С. 163—171.
105. Кузьмин Ю.О. Никонов А.И. Геодинамический мониторинг объектов нефтегазового комплекса. Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. — Выпуск 2 / Под редакцией академика РАН А.Н. Дмитриевского. — М.: ГЕОС, 2002. — С. 427—433.
106. Кузьмин Ю.О., Поликарпов А.Д. Анализ причин аварийности глубоких скважин Прикаспийской впадины с позиций геодинамического фактора // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2002. — № 9. — С. 46—48.
107. Кузьмин Ю.О., Чуриков В.А. Механизм формирования аномальных деформационных процессов в период подготовки Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г. // Вулканология и сейсмология. — 1998. — № 6. — С. 37—51.
108. Кун Т. Структура научных революций. — М.: Прогресс, 1975. — 300 с.
109. Курбанов М.К., Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. О влиянии атмосферных осадков на деформации земной поверхности Ашхабадского геодинамического полигона // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1984. — № 6. — С. 42—46.
110. Курбанов М.К., Кузьмин Ю.О. О деформографическом эффекте по наклонмерным данным // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1982. — № 9. — С. 67—71.
111. Курбанов М.К., Лыков В.И. Связь современных тектонических движений с сейсмичностью юга Туркмении и особенностью строения земной коры // Известия АН ТССР, серия ФТХГН. — 1972. — № 1. — С. 32—37.
112. Курбанов М.К., Лыков В.И., Кузьмин Ю.О. Результаты и перспективы изучения деформационных процессов на Ашхабадском геодинамическом полигоне. Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. — М.: Наука, 1983. — С. 22—27.
113. Курленя М.В., Вострецов А.Г., Кулаков Г.И., Яковицкая Г.Е. О прогнозе разрушения горных пород на основе регистрации импульсов электромагнитного излучения // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2001. — № 3. — С. 41—52.
114. Курленя М.В., Вострецов А.Г., Кулаков Г.И., Яковицкая Г.Е. О структуре сигналов электромагнитного излучения и связанных с ними актов разрушения образцов горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2000а. — № 1. — С. 5—37.
115. Курленя М.В., Вострецов А.Г., Кулаков Г.И., Яковицкая Г.Е. Регистрация и обработка сигналов ЭМИ. — Новосибирск: СО РАН, 2000б. — 25 с.
116. Латынина Л.А., Кармалева Р.Д. Деформографические измерения. — М.: Наука, 1978. — 154 с.

117. *Лютых Е.Н.* Условия подобия при моделировании тектонических процессов // Дан СССР, 1949. — Т. 64. — № 5. — С. 661—664.
118. *Мальшев Г.А., Журба В.Н.* Анализ результатов определения параметров трещин ГРП геофизическими методами. — НТВ «Каротажник». — Выпуск 83. — Тверь: Изд-во АИС, 2001. — С. 63—71.
119. *Мамбетов Ш.А.* Геоакустический контроль состояния массива пород вблизи горных выработок. — Фрунзе: Илим, 1978. — 174 с.
120. *Мансуров В.А., Тилегенов К.Т.* Особенности акустической эмиссии при хрупком разрушении горных пород. Экспериментальные и численные методы в физике очага землетрясения. — М.: Наука, 1989. — С. 186—191.
121. *Марморштейн Л.М.* Петрофизические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. — М.: Недра, 1985. — 190 с.
122. *Моисеенко У.И., Истомин В.Е., Алиева М.А.* Влияние температуры и давления на некоторые физические свойства горных пород. Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. — М.: Наука, 1968. — С.148—152.
123. *Микаелян А.О.* Некоторые особенности влияния внутрипорового давления на скорости упругих волн и электросопротивление известняков в условиях гидростатического сжатия: Материалы международной конференции «Механизм и физические процессы в структуре и веществе литосферы». — Потсдам — Москва: АН СССР, 1977. — С. 56—64.
124. *Микаелян А.О., Стаховская З.И., Жуков В.С., Леонов А.Е.* Сравнительный анализ макроразрушения в гидродинамически открытой и закрытой системах // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1986. — № 7. — С. 101—104.
125. *Могилевский В.Д.* Формализация динамических систем. — М.: Вузовская книга, 1999. — 215 с.
126. *Молоденский С.М.* О локальных аномалиях амплитуд и фаз приливных наклонов и деформаций // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1983. — № 7. — С. 3—9.
127. *Мячкин В.И.* Процессы подготовки землетрясений. — М.: Наука, 1978. — 232 с.
128. *Мячкин В.И., Воевода О.Д.* Исследование процессов разрушения и скольжения по готовым разломам // Физика очага землетрясений / Под редакцией академика М.А.Садовского. — М: Наука, 1975. — С. 119—122.
129. *Мячкин В.И., Долбилкина Н.А., Кушнир Г.С.* и др. Оценка точности и некоторые результаты наблюдений по просвечиванию очаговых зон на Камчатке // Физика очага землетрясения / Под редакцией академика М.А.Садовского. — М.: Недра, 1975. — С. 164—176.
130. *Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений / Под редакцией академика М.А.Садовского. — М.: Наука, 1975. — С. 6—29.
131. *Назаров А.Г.* О механическом подобии твердых деформируемых тел (к теории моделирования). — Ереван: АН Армянской ССР, 1965. — 218 с.
132. *Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А.* Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инженерная геология. — 1992. — № 2. — С. 17—31.

133. *Николаев А.В.* Проблемы наведенной сейсмичности. Наведенная сейсмичность. — М.: Наука, 1994. — С. 5—14.
134. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. — М.: Недра, 1988. — 490 с.
135. *Николаевский В.Н., Шаров В.И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1985. — № 1. — С. 16—28.
136. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры. — М.: Наука, 1977. — 240 с.
137. *Никонов А.А.* Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. — 1995. — № 4. — С. 16—27.
138. *Павлова Н.Н.* Деформационные и коллекторские свойства. — М.: Недра, 1975. — 240 с.
139. *Паничкин С.А.* Прогноз динамических явлений на основе комплексного исследования кинетики акустического и электромагнитного излучения. Геомеханика при ведении горных работ в высоконапряженных массивах. — Апатиты: Горный институт Кольского НЦ РАН. — 1998. — С. 173—180.
140. *Паничкин С.А., Смирнов А.А.* Исследование акустоэмиссионных свойств и кинетики процессов разрушения пород и руд Хибинского массива. Геомеханика при ведении горных работ в высоконапряженных массивах. — Апатиты: Горный институт Кольского НЦ РАН. — 1998. — С. 161—167.
141. *Пархоменко Э.И.* Электрические свойства горных пород. — М.: Наука, 1965. — 164 с.
142. *Пархоменко Э.И.* Явления электризации в горных породах. — М.: Наука, 1968. — 241 с.
143. *Певзнер М.Е., Попов В.Н., Букринский В.А., Киселевский Е.В., Кузьмин Ю.О.* и др. Маркшейдерия: Учебник для вузов. — МГГУ, 2003. — 419 с.
144. *Перепеличенко В.Ф., Дербенев В.А., Тан Цин Ю.* Прогнозирование дебитов скважин глубокозалегающих месторождений с АВПД // Газовая промышленность. — 2004. — № 5. — С. 55—57.
145. *Петренко В.И., Ильченко Л.А., Канацук В.Ф.* О механизме просадки земной поверхности при добыче жидких и газообразных полезных ископаемых // Советская геология. — 1983. — № 7. — С. 109—115.
146. *Полоудин Г.А., Пучков А.И., Жуков В.С.* Пунгинское ПХГ — первоочередной объект разведочных работ на кристаллический фундамент // Наука и техника в газовой промышленности. — 2002. — № 1. — С. 3—7.
147. *Пономарев А.В.* Электрические явления при деформации и разрушении горных пород // Прогноз землетрясений № 4. — Москва—Душанбе: Дониш, 1983. — С. 244—256.
148. *Пригожин И.Р.* От существующего к возникающему. — М.: Наука, 1985. — 327 с.
149. *Рибиндер П.А.* Физико-химическая механика как новая область знания. // Вестник АН СССР. — 1957. — № 10. — С. 25—32.
150. *Регламент* контроля и наблюдений за созданием и эксплуатацией подземных хранилищ газа в пористых пластах. — М.: ВНИИГаз, 1992. — 21 с.
151. *Рейнер М.* Реология. — М.: Наука, 1965. — 320 с.

152. *Ржевский В.В., Новик Г.Я.* Основы физики горных пород. — М.: Недра, 1967. — 280 с.
153. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. Исследования по физике землетрясений. — М.: Наука, 1965. — С. 9—26.
154. *Рикитаке Т.* Предсказание землетрясений. — М.: Мир, 1979. — 388 с.
155. *Розовский Л.Б.* Введение в теорию геологического подобия и моделирования. — М.: Недра, 1969. — 128 с.
156. *Рыжов А.Е.* Фильтрационно-емкостные свойства низкопроницаемых пород и их изменение в процессе разработки залежи. Проблемы газоносности СССР. — М.: ВНИИГ аз, 1990. — С. 52—59.
157. *Рыжов А.Е., Савченко Н.В.* Исследование аномальных явлений при фильтрации газа в низкопроницаемых коллекторах. Актуальные проблемы состояния и развития газового комплекса России. — М.: ГАНГ, 1994. — С. 111.
158. *Садовский М.А.* Еще раз о зависимости объема очага землетрясения от его энергии // ДАН СССР. — 1984. — Т. 275. — № 5. — С. 1087—1088.
159. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* О свойствах дискретности горных пород // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1982. — № 12. — С. 3—18.
160. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. — М.: Наука, 1987. — 100 с.
161. *Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф., Шнирман М.Г.* Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности. // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1984. — № 2. — С. 3—15.
162. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В.* О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага. // ДАН СССР. — 1983. — Т. 271. — № 3. — С. 598—602.
163. *Саньков В.А.* Глубины проникновения разломов. — Новосибирск: Наука, 1989. — 136 с.
164. *Сейсмическое* микрорайонирование. — М.: Наука, 1977. — 249 с.
165. *Сидоренко М.В.* Подземное хранение газа. — М.: Недра, 1965. — 136 с.
166. *Сидоров В.А.* Магнитоимпульсная дефектоскопия колонн в газовых скважинах. — НТВ «Каротажник». — Выпуск 47. — Тверь: Изд-во АИС, 1998. — С. 74—78.
167. *Сидоров В.А.* Природно-техногенные геодинамические явления, индуцированные разработкой месторождений нефти и газа. Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. — Выпуск 1. — М.: Наука, 2000. — С. 334—344.
168. *Сидоров В.А., Атанасян С.В., Кузьмин Ю.О.* и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. — М.: ИГиРГИ, 1989. — 199 с.
169. *Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. — М.: Наука, 1989а. — 183 с.
170. *Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмических и асейсмических областей. Дискретные свойства геофизической среды. — М.: Наука, 1989б. — С. 33—46.

171. *Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* и др. Оценка перспектив нефтегазоносности на геодинамической основе // Геология нефти и газа. — 1994. — № 6. — С. 24—28.
172. *Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О., Хитров А.М.* Концепция геодинамической безопасности при освоении углеводородного потенциала недр России. — М.: ИГиРГИ, 2000. — 56 с.
173. *Сидорин А.Я., Журавлев В.И.* Оценка размеров зон подготовки землетрясений по данным электрического зондирования. Моделирование предвестников землетрясений. — М.: Наука, 1980. — С. 45—44.
174. *Смирнов В.Б., Пономарев В.А., Сергеева С.М.* О подобии и обратной связи в экспериментах по разрушению горных пород // Физика Земли. — 2001. — № 1. — С. 89—96.
175. *Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. — М.: Наука, 1993. — 313 с.
176. *Соболев Г.А., Богаевский В.Н., Лементуева Р.Н., Мигунов Н.И., Хромов А.А.* Изучение механоэлектрических явлений в сейсмоактивном районе // Физика очага землетрясений / Под редакцией академика М.А. Садовского. — М.: Наука, 1975. — С. 184—222.
177. *Соболев Г.А., Демин В.М.* Механоэлектрические явления в Земле. — М.: Наука, 1980. — 216 с.
178. *Соболев Г.А., Кольцов А.В.* Крупномасштабное моделирование подготовки и предвестников землетрясений. — М.: Наука, 1988. — 208 с.
179. *Соболев Г.А., Морозов В.Н.* Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. — М.: Наука, 1970. — С. 110—121.
180. *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. — М.: Наука, 2003. — 270 с.
181. *Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С.* Анализ процесса выделения энергии при формировании магистрального разрыва в лабораторных исследованиях по разрушению горных пород и перед сильными землетрясениями // Физика Земли. — 2000. — № 2. — С. 44—55.
182. *Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Прочность горных пород и устойчивость выработок на больших глубинах. — М.: Недра, 1985. — 271 с.
183. *Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Механика деформирования и разрушения горных пород. — М.: Недра, 1992. — 224 с.
184. *Ставрогин А.Н., Тарасов Б.Г.* Экспериментальная физика и механика горных пород. — Санкт-Петербург: Наука, 2001. — 343 с.
185. *Стаховская З.И., Микаелян А.О., Соболев Г.А.* Влияние внутривещного давления на скорости упругих волн в известняках при всестороннем и осевом сжатии // Известия АН СССР, серия Физика Земли. — 1981. — № 2. — С. 90—93.
186. *Стеклов О.И.* Стойкость материалов и конструкций к коррозии под напряжением. — М.: Машиностроение, 1990. — 384 с.
187. *Стрижков С.А., Терентьев В.А., Петровский М.А.* и др. Исследование влияния периодических вариаций напряженно-деформированного состояния материала на характер излучения сигналов акустической эмиссии. Эксперименталь-

ные и численные методы в физике очага землетрясения. — М.: Наука, 1989. — С. 192—196.

188. *Теплухин В.И., Миллер А.В., Миллер А.А., Казакова О.М.* Применение электромагнитной дефектоскопии обсадных колонн и НКТ. — НТВ «Каротажник». — Выпуск 54. — Тверь: Изд-во АИС, 1999. — С. 46—52.

189. *Терновой Ю.В., Сергеев В.Н., Гниловской В.Г.* О деформации земной поверхности на разрабатываемом Северо-Ставропольском месторождении газа // ДАН СССР. — 1965. — Т. 164. — № 4. — С. 885—888.

190. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. — М.: Наука, 1985. — 560 с.

191. *Турчанинов И.А., Панин В.И.* Геофизические методы определения и контроля напряжений в массиве. — Ленинград: Недра, 1976. — 164 с.

192. *Физика очага землетрясений / Под редакцией академика М.А. Садовского.* — М.: Наука, 1975. — 244 с.

193. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика.* — М.: Недра, 1964. — 326 с.

194. *Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах.* — Киев: Наукова думка, 1971. — 285 с.

195. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика.* — М.: Недра, 1976. — 527 с.

196. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / Под редакцией Н.Б. Дортман.* — М.: Недра, 1976. — 390 с.

197. *Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах.* — Баку: Элм, 1978. — 305 с.

198. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика.* — М.: Недра, 1984. — 455 с.

199. *Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: Справочник.* — М.: Недра, 1988. — 370 с.

200. *Хайкин С.Э.* Силы инерции и невесомость. — М.: Наука, 1967. — 312 с.

201. *Хайкин С.Э.* Физические основы механики. — М.: Наука, 1971. — 752 с.

202. *Челидзе Т.Л.* Методы теории протекания в механике геоматериалов. — М.: Наука, 1987. — 136 с.

203. *Челидзе Т.Л., Авалиани З.С.* Моделирование изменений электрических свойств горных пород при деформации и разрушении // Прогноз землетрясений № 5. — Душанбе—Москва: Дониш, 1984. — С. 100—109.

204. *Черников А.Г.* Временные эффекты разрушения образцов горных пород при одноосном сжатии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2000. — № 6. — С. 30—37.

205. *Черноглазов В.Н.* Прогнозирование деформаций осадочных пород по данным ГИС при разработке месторождений // Геофизика. — 2001. — № 4. — С. 74—78.

206. *Шебалин Н.В.* Замечания о преобладающих периодах в спектре и очаге сильного землетрясения // Вопросы инженерной сейсмологии. — 1971. — Вып. 14. — С. 50—78.

207. *Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. — Новосибирск: Наука, 1983. — 111 с.

208. *Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. — Новосибирск: Наука, 1977. — 102 с.
209. *Шерман С.И.* Физический эксперимент в тектонофизике и теория подо-
бия // Геология и геофизика. — 1984. — № 3. — С. 8—18.
210. *Щелкачев В.Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом ре-
жиме. — М.: Гостоптехиздат, 1959. — 467 с.
211. *Электромагнитные* предвестники землетрясений / Под редакцией ака-
демика М.А. Садовского. — М.: Наука, 1982. — 88 с.
212. *Янагихара К., Иосимоцу Г.* Локальные изменения теллурических токов в
Какиоке перед землетрясениями. Предсказание землетрясений. — М.: Мир, 1968.
— С. 137—138.
213. *Boulanger Yu.D., Gaipov B.N., Demyanova T.E., Kuzmin Yu.O. et al.* Local
Gravity Changes at Ashkhabad Geodynamics Test-Area// Bull. d'information Bureau
Gravimetric International. Association International de Geodesie. Paris. — 1981. —
№ 49. — P. 109—118.
214. *Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G. et al.* An observation rest of the
critical earthquake concept // Journal Geophysical Research. — 1998. — V. 103. — B
10. — P. 24359—24372.
215. *Brace W.F., Orange A.S., Madden T.R.* The effect off pressure on the electri-
cal resistivity of water-saturated crystalline rocks // Journal Geophysical Research. —
1965. — V. 70. — № 22. — P. 2851—2859.
216. *Brace W.F., Orange A.S.* Electrical resistivity changes in saturated rocks un-
der stress. // Science. — 1966. — V. 153. — P. 1525—1526.
217. *Brady B.T.* Theory of Earthquakes // Pure and Applied Geophysics. — 1974.
V. 12. — P. 701—725.
218. *Brandt H.A.* Study of the speed of sound in porous granular media // Journal
Applied Mechanics. — V. 22, — 1955. — № 4. — P. 479—486.
219. *Carpenter Ch.B., Spenser G.B.* Compressibility measurement of consolidated
oil sands // Oil weekly. — 1940. — V. 100. — № 3. — P. 22—29.
220. *Converce G., Comninou M.* Dependence on the elastic constants of the sur-
face deformation due to faulting // Bull. Seism. Soc. Am. — 1975. — V. 65. — № 5. —
P. 1173—1178.
221. *Corvin R.F., Morrison H.F.* Self-potential variations proceeding earthquakes
in Central California // Geophysical Research Letter. — 1977. — V. 4. — № 4. —
P. 171—174.
222. *Churikov V.A., Kuzmin Yu.O.* Relation between deformation and seismicity in
the active fault zone of Kamchatka, Russia // Geophysical Journal International. —
1998. — V. 133. — № 3. — P. 607—615.
223. *Fatt I.* Compressibility of sandstone at low to moderate pressure // Bull.
Amer. Ass. Petrol. Geologists. — 1958. — V. 42. — № 8. — P. 1924—1929.
224. *Geertsma J.* The effect of fluid pressure decline on volume changes of porous
rocks // Trans. AIME. — 1957. — V. 210. — P. 331—339.
225. *Kato T.* Crystal movements in the Tohoku district, Japan, during the period
1900—1975 and their tectonic implication // Tectonophysics. — 1979. — V. 60. —
P. 141—167.

226. *Keilis-Borok V.I.* The lithosphere of the Earth as nonlinear system with implication for earthquakes prediction // *Review Geophysics*. — 1990. — V. 28. — № 1. — P. 5—34.
227. *Knopoff L., Randall M.J.* The Compensated Linear — Vector Dipole: Mechanism for Deep Earthquakes // *Journal Geophysical Research*. — 1970. — V. 75. — № 26. — P. 4957—4963.
228. *Kuzmin Yu. O.* Recent superintensive deformations of platform fault zones. *Annales Geophysical*. — V. 16. — Nice, 1998. — P. 47.
229. *Kuzmin Yu.O., Churikov V.A.* Anomalous strain generation mechanism before the March 2, 1992, Kamchatkan earthquake // *Volcanology and seismology*. — 1999. — V. 20. — P. 641—656.
230. *Mandelbrot B.* The fractal geometry of nature. — San Francisco: Freeman, 1982. — 460 p.
231. *Maruyama T.* Static Elastic Dislocation in infinite and semi-infinite medium // *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo University*. — 1964. — V. 42. — P. 289—368.
232. *McClintock F.A.* *Failure*. Volume 3: Engineering foundations and interactions with the external environment. — M.: Mir, 1976. — P. 7—262.
233. *Mogi K.* Earthquake prediction. Tokyo: Academic press Japan, Inc. — 1988. — 382 p.
234. *Myachkin V.I., Brace W.F., Sobolev G.A., Dieterich J.H.* Two models for earthquake forerunners // *Pure and Applied Geophysics*. — 1975. — V. 113. — № 1/2. — P. 169—181.
235. *Press F.* Displacements, strain, and tilt at teleseismic distances // *Journal Geophysical Research*. — 1965. — V. 70. — № 10. — P. 2395—2412.
236. *Halsey T.C., Jensen M.H., Kadanoff L. et al.* Fractal measure and their singularities: The characterization of strange set // *Physical reviews A*. — 1986. — V. 33. — № 2. — P. 1141—1151.
237. *Hicks W.G., Berri J.E.* Application of continuous velocity logs to determination of fluid saturation of reservoir rocks // *Geophysics*. — 1956. — V. 21. — № 3. — P. 739—754.
238. *Hirata T.* Fractal dimension of fault system in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales // *Pure and Apply Geophysics*. — 1989. — V. 131. — № 1/2. — P. 157—170.
239. *Sezava K.* The Tilting of the Surface of a Semi-Infinite Solid due to Internal Nuclei of Strain // *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo University*. — 1929. — V. 7. — Part 1. — P. 1—14.
240. *Sornette D., Sammis C.G.* Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: Implication for earthquakes prediction. // *Journal Physics International France*. — 1995. — V. 5. — P. 607—619.
241. *Strange W.E.* The impact refraction correction on leveling interpretations in Southern California // *Journal Geophysical Research*. — 1981. — V. 86. — № B4. — P. 2809—2824.
242. *Terzachi K. Peck R.* Soil mechanics in engineering practice. 2-nd edition. New York: John Willey and Sons. — 1967. — 187 p.
243. *Warwick I.W., Stoker C., Mayer T.R.* Radio emission associated with rock fracture: possible application to great Chilean earthquake of May 22, 1960 // *Journal Geophysical Research*. — 1982. — V. 87. — № B4. — P. 2851—2859.
244. *Wyllie M.R., Gardner G.H.F., Gregory A.R.* Studies of elastic wave attenuation in porous media // *Geophysics*. — 1962. — V. 27. — №5. — P. 569—590.

Оглавление

Предисловие	7
Глава 1. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА НЕДР	11
1.1. Определение предмета и методов современной геодинамики	13
1.2. Пространственно-временная структура современных аномальных деформационных процессов	22
1.3. Взаимосвязь современных деформационных и сейсмических процессов	37
Глава 2. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	45
2.1. Природа современных геодинамических процессов в зонах разломов ..	47
2.2. Математическое моделирование деформационных процессов в зонах разломов	65
2.3. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа	82
2.4. Современный активный (опасный) разлом и новые представления о геодинамическом риске	104
Глава 3. ЗАДАЧИ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ НЕДР	111
3.1. Основные задачи физического моделирования современных геодинамических процессов	113
3.2. Критерии подобия при моделировании динамики физических свойств образцов горных пород	115
Глава 4. МОДЕЛИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ ПОСТОЯННОГО ОДНООСНОГО СЖАТИЯ	121
4.1. Соотношение локальных и интегральных деформаций образцов горных пород	124
4.2. Комплексные исследования динамики физических свойств образцов при длительном сжатии	132
Глава 5. ДИНАМИКА ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ В УСЛОВИЯХ ПОСТОЯННОГО ВСЕСТОРОННЕГО ДАВЛЕНИЯ	141
5.1. Изменения деформационных параметров образцов при росте осевой нагрузки в условиях постоянного всестороннего сжатия	145
	259

5.2. Вариации электрического сопротивления при росте осевой нагрузки в условиях постоянного всестороннего сжатия	149
5.3. Изменения упругих и электрических свойств образцов горных пород в гидродинамически открытой и закрытой системах	152
Глава 6. ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ НА ДЕФОРМАЦИИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД	157
6.1. Существующие представления о влиянии изменений порового давления.....	159
6.2. Моделирование быстрого сброса порового давления.....	164
6.3. Ступенчатое снижение порового давления	167
Глава 7. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	171
7.1. Количественная модель аномальных деформаций при подготовке землетрясений	173
7.2. Аналитическое моделирование изменений электропроводности горных пород при подготовке землетрясений.....	181
7.3. Вариации комплекса физических параметров горных пород при подготовке землетрясений в Копетдагском сейсмоактивном регионе.....	191
Глава 8. ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН	201
8.1. Предпосылки использования ГИС для исследования изменений физических свойств горных пород.....	203
8.2. Динамика физических свойств горных пород при эксплуатации подземных хранилищ газа.....	209
Заключение	221
Список литературы	244

Contents

Introduction.....	7
Charter 1. RECENT GEODYNAMICS SUBSOIL (INTERIOR OF EARTH)	11
1.1. Definition of the subject and method of research into recent geodynamics	13
1.2. Spatial-temporal structure of recent anomalies deformation processes.....	22
1.3. Interrelation recent deformation and seismic processes	37
Charter 2. THE MECHANISM OF FORMATION OF RECENT ANOMALOUS GEODYNAMIC PROCESSES	45
2.1. The character (nature) of recent geodynamic processes in fault zones	47
2.2. Mathematical modeling deformation processes in fault zones	65
2.3. The recent anomalous geodynamics of interior of Earth induced by a development of oil and gas fields.....	82
2.4. Recent active (dangerous) fault and new representations about geodynamic risk.....	104
Charter 3. PURPOSE OF PHYSICAL MODELING OF A RECENT GEODYNAMIC CONDITION OF INTERIOR OF THE EARTH	111
3.1. Primary (main) tasks (aims) of physical modeling recent geodynamic processes	113
3.2. Criteria of adequate (similarity, resemblance) at modeling dynamics of physical properties of rocks samples	115
Charter 4. MODELING RECENT GEODYNAMIC PROCESSES IN CONDITIONS CONSTANT UNIAXIAL COMPRESSION	121
4.1. A ratio of local and integrated deformations of rock samples.....	124
4.2. Complex researches of changes of physical properties of rocks samples at prolonged compression	132
Charter 5. CHANGES OF PHYSICAL PROPERTIES OF ROCKS SAMPLES AT UNIAXIAL COMPRESSION IN CONDITIONS OF CONSTANT UNIFORM PRESSURE	141
5.1. Changes of deformation parameters of rocks samples at growth of axial loading in conditions of constant uniform pressure	145
5.2. Variations of electric resistance at growth of axial loading in conditions of constant uniform pressure.....	149
5.3. Changes of elastic and electric properties of rocks samples in the hydrodynamic open and closed system.....	152
	261

Charter 6. INFLUENCE (EFFECT) OF CHANGES PORE FLUID PRESSURE UPON DEFORMATIONS OF ROCKS SAMPLES.....	157
6.1. Existing representations about influence of changes pore fluid pressure	159
6.2. Modeling dropping pore fluid pressure	164
6.3. Step decrease pore fluid pressure.....	167
Charter 7. SPATIAL-TEMPORAL DYNAMICS OF ROCKS PHYSICAL PROPERTIES BY PREPARATION OF EARTHQUAKES.....	171
7.1. Quantitative model of anomalous deformations by preparation of earthquakes.....	173
7.2. Analytical modeling changes electrical resistance of rocks by preparation of earthquakes.....	181
7.3. Variations of a complex of physical parameters of rocks by preparation of earthquakes of Kopet-Dag seismic region.....	191
Chapter 8. RESEARCH OF CHANGES OF PHYSICAL PROPERTIES OF ROCKS ACCORDING TO GEOPHYSICAL RESEARCHES OF WELLS (GRW)	201
8.1. Reasons of use GRW for research of changes of physical properties of rocks	203
8.2. Changes of physical properties of rocks at operation of underground gas storage	209
Conclusion	221
References.....	244

Кузьмин Юрий Олегович — известный российский ученый в области современной геодинамики сейсмоактивных и нефтегазоносных регионов, оценки геодинамического риска особо ответственных и экологически опасных объектов. Заведующий лабораторией современной геодинамики Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта, доктор физико-математических наук, профессор Московского государственного горного университета. Автор и соавтор 150 научных публикаций, в том числе монографий «Современные движения земной коры осадочных бассейнов», «Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании», «Атлас временных вариаций природных процессов. Порядок и хаос в литосфере и других сферах» и др., а также учебника для вузов «Маркшейдерия». Неоднократно выступал в качестве эксперта по геодинамической безопасности при реализации крупных инвестиционных проектов, среди которых «Голубой поток», «КТК», «Сахалин-1» и «Сахалин-2».



Жуков Виталий Семенович — специалист в области исследований изменений физических свойств горных пород при различных напряженно-деформированных состояниях. Старший научный сотрудник лаборатории физики пласта ВНИИГаз, кандидат физико-математических наук, автор и соавтор более 45 научных публикаций. Научные интересы: исследование влияния современных геодинамических процессов, включая процессы подготовки землетрясений и разработки месторождений нефти и газа, на вариации физических свойств горных пород; изучение изменений физических свойств горных пород методами полевой и скважинной геофизики и в лабораторных условиях при различных напряженно-деформированных состояниях; моделирование современных геодинамических процессов на образцах горных пород.





Юрий Олегович **Кузьмин**
Виталий Семенович **Жуков**

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА
И ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ
СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Режим выпуска «стандартный»

Редактор текста *О.И. Сорокина*
Компьютерная верстка и подготовка
оригинал-макета *О.Ю. Долгошеева*
Дизайн серии *Е.Б. Капралова*
Зав. производством *Н.Д. Урбушкина*

Подписано в печать 25.06.2012.
Формат 60×90/16. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура «Times». Печать офсетная.
Усл. печ. л. 16,5. Тираж 500 экз.
Изд. № 2525. Заказ 02-18/07-12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ГОРНАЯ КНИГА»

Отпечатано в ООО «Радугапринт»
115280 Москва, ул. Автозаводская, 25

*119991 Москва,
ГСП-1, Ленинский проспект, 6,
Издательство «Горная книга»;
тел. (499) 230-27-80; факс (495) 956-90-40;
тел./факс (095) 737-32-65
info@gornaya-kniga.ru
www.gornaya-kniga.ru*