РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю.Шмидта

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.

ШКОЛА 2013
Т 2

Материалы третьей молодежной тектонофизической школы-семинара

14-18 октября 2013 г.,
Институт физики Земли РАН,
г. Москва

Москва
2013

УДК 551.2.3
ББК 26.324

Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы третьей молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2013. Т 2 – 203 с.

В сборнике в двух томах публикуются материалы докладов третьей молодежной школы-семинара по проблемам тектонофизики. В первом томе сборника публикуются статьи молодых участников школы, а во втором – статьи докладов-лекций. Большая часть статей, представляющих доклады-лекции, являются методическими, их следует рассматривать как теоретическую основу необходимую для современных тектонофизических исследований. В статьях молодых участников школы отражены результаты новых региональных тектонофизических исследований.

Ответственный редактор:
Доктор физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкий

Редактор
Е.С. Лермонтова

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

Российский фонд фундаментальных исследований

ЗАО Научно-производственный центр «ПромНедраЭксперт»

В оформлении обложки использована фотография А.Н. Бокуна и фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г., во главе отряда М.В. Гзовский).

МЕТОД МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ: ИССЛЕДОВАНИЕ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ, ОБЛАСТИ И ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ

А.В. Горбатиков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

ВВЕДЕНИЕ

Метод микросейсмического зондирования (ММЗ) [Горбатиков, Степанова, 2008; Горбатиков и др., 2008; Горбатиков, Цуканов, 2011] относится к группе пассивных методов сейсморазведки и может применяться при решении геолого-геофизических и структурных задач для различных классов геологических объектов в различных географических и климатических условиях. К настоящему времени накоплен определенный опыт использования ММЗ в научно-исследовательских и промышленных проектах на территории России, стран СНГ и за рубежом.

Распространёнными в мире методами, родственными ММЗ, являются: 1) модификации метода поверхностно- волновой томографии на основе оценки по кросс-корреляционной функции фазовой части функции Грина; 2) модификации метода пространственной корреляции (SPAC – методы); 3) модификации метода отношения компонент (H/V- методы). При всем разнообразии технологий реализации (применение сейсмических групп или отдельных точечных измерений) перечисленные подходы объединены тем, что используемая в них модель формирования микросейсмического поля базируется на представлении об обязательной выдержанной локальной слоистости среды. Соответственно, горизонтальное разрешение этих методов составляет величину 3-5 λ (λ- длина волны фундаментальной моды Рэлея, взаимодействующая с неоднородностью). Модель формирования микросейсмического поля в ММЗ не исходит из обязательной слоистости среды. В этой связи считается, что основной вклад в микросейсмическое поле вносится фундаментальными модами Рэлея, а наличие высших мод минимально. Информативным параметром (полезным сигналом) в ММЗ является искажение амплитудного поля при взаимодействии со скоростными неоднородностями. Фазовая информация не используется. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается исходя из распределения искажения на поверхности и частоте, на которой это искажение проявляется. В работе [Горбатиков, Цуканов, 2011] показано, что на поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями (Vs в неоднородности выше, чем во вмещающей среде) спектральные амплитуды в определенном частотном диапазоне уменьшаются, а над низкоскоростными (V_S ниже, чем во вмещающей) - возрастают. Существует критическая частота f волны Рэлея, для которой искажения от неоднородности, залегающей на глубине H максимальны по сравнению с аналогичными неоднородностями на других глубинах. Эта частота f связана с глубиной H и соответствующей скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ через соотношение: $H \approx 0.4 \cdot V_R(f)/f$. Это подтверждено исследованиями геологических объектов различного масштаба и генезиса и модельными расчетами. Данное соотношение используется для обратной процедуры оценки глубины залегания неизвестной неоднородности, формирующей амплитудные искажения (которые мы можем наблюдать) на частоте f.

Согласно численным экспериментам [Горбатиков и Цуканов, 2011], разрешающая способность метода при восстановлении изображения по горизонтали оценивается как (0.25–0.3) λ, где λ – эффективная зондирующая длина волны. Оценка разрешения по вертикали составляет величину (0.3–0.5) λ, где λ – эффективная длина волны для средней глубины между неоднородностями. Также показано, что обнаружить присутствие изолированной малой неоднородности возможно, даже если ее размеры меньше длины волны в 10 и более раз.

Методика проведения полевых измерений проста, и сводится накоплению спектра мощности микросейсмического сигнала в течение некоторого времени последовательно от точки к точке вдоль профиля одним или несколькими переносными датчиками. Одновременно регистрируется микросейсмический сигнал на опорной точке в пределах исследуемого полигона. Последующая коррекция на нее выполняется для устранения эффекта нестационарности зондирующего микросейсмического сигнала. В зависимости от поставленной задачи возможно проведение как профильной, так и площадной съемки.

Прямая задача формирования полезного сигнала для случаев одиночных тел простой формы подробно рассмотрена в [Горбатиков, Цуканов, 2011], где на разработанном комплексе программ

проведены расчеты влияния заглубленных включений на пространственное распределение спектра мощности поля поверхностных волн Рэлея. Рассмотрены включения различной формы, размеров, глубины залегания и скоростного контраста по отношению к вмещающей среде, но при этом рассмотрение ограничено случаями с неизменным значением коэффициента Пуассона в неоднородности и вмещающей среде. Было показано, что амплитудная реакция не чувствительна к форме скоростного включения, если его размеры не превышают $\lambda/4$, где λ – длина фундаментальной моды волны Рэлея, соответствующая глубине залегания. При этом возможно обнаружить присутствие самого включения и определить знак его скоростного контраста. В терминах глубин, используя коэффициент глубинной привязки, можно утверждать, что изображения двух неоднородностей со скоростными контрастами одного знака должны сливаться, если расстояние между ними составляет половину глубины их залегания или менее.

Основные закономерности формирования сигнала в ММЗ, полученные на численной модели, находятся в хорошем соответствии с результатами полевых экспериментов. Тем не менее, в ряде экспериментальных наблюдений было обнаружено, что полученные изображения не соответствуют результатам описанной серии численных расчетов. В частности это относится к возможности наблюдения двух субвертикальных структур раздельно на глубинах, при которых, в соответствии с расчетами, изображения должны сливаться в одно. Другими словами наблюдается «сверхразрешение». Это обнаруженное несоответствие между результатами расчетов и эксперимента инициировало проведение настоящего исследования, цель которого- дальнейшее развитие представления о механизмах формирования амплитудной реакции в поле поверхностных волн микросейсмического фона Земли.

На численных моделях к настоящему времени изучены вопросы: 1) о влиянии коэффициента Пуассона неоднородности на ее изображение в микросейсмическом поле; 2) об оценке величины нелинейного эффекта амплитудной реакции в ММЗ в случае двух близкорасположенных заглубленных тел.

ЭФФЕКТ СВЕРХВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ И КОЭФФИЦИЕНТ ПУАССОНА НЕОДНОРОДНОСТИ

Опыт применения микросейсмического зондирования в различных геологических условиях показал, что в некоторых случаях можно наблюдать субвертикальные геологические структуры, которые остаются разрешенными на построенном разрезе даже при достижении критического расстояния между ними – менее $\lambda/4$. Примером таких структур являются низкоскоростные субвертикальные тела, наблюдаемые в глубинной структуре острове Эль Иерро Канарского архипелага [Gorbatikov et. al, 2013] по результатам микросейсмического зондирования.

Сложная структура чередующихся низкоскоростных и высокоскоростных субвертикальных зон, начинающаяся с глубины 25 км находится за пределами порога разрешения метода, оцененная ранее в четверть длины волны. Характерные расстояния и толщины "видимых" тел не превышает 5 км в латеральном направлении, при этом они продолжают отчетливо различаться на глубинах 30-35 км.

Для исследования влияния коэффициента Пуассона заглубленной неоднородности на ее изображение в поле поверхностных волн была проведена серия численных экспериментов на трехмерной модели с использованием описанного выше параллельного программного комплекса. Механические свойства вмещающей среды в полупространстве были заданы следующие: $V_P^0 = 5\,196$ м/с; $V_S^0 = 3\,000$ м/с; $\rho_0 = 2\,700$ кг/м^3, при этом $\nu_0 = 0.25$; $\lambda_0 = \mu_0 = 24.3 \times 10^9$ Па; $V_R^0 = 2\,758$ м/с. В качестве неоднородности задавалась пара параллельных вертикальных штоков с параметрами отличающимися от вмещающей среды. Глубина залегания верхней границы каждого штока составляла 6 км, нижняя граница уходила на "*бесконечную*" глубину и совпадала с нижней границей расчетной области (162 км). Диаметр каждого штока был задан 1.8 км, а расстояние между их осями составляло 15 км. Расчет производился для 8 азимутов облучения исследуемой области (с шагом 45°) независимо для 42 частот зондирующей волны. Сетка частот выбиралась таким образом, чтобы равномерно покрыть диапазон 6 – 99 км длин волн фундаментальной моды волны Рэлея во вмещающей среде. Размер рабочей расчетной области 200×108×160 ячеек, что составляет 3 456 000 узлов. Расчет полного волнового поля при облучении зондирующей волной с одного азимута независимо для 42 частот с постобработкой и сохранением всех шагов на HDD занимает на 42-ух ядрах суперкомпьютера СКИФ "Чебышев" НИВЦ МГУ 48 минут для 2 260 временных шагов.

С использованием рассчитанных таким образом синтетических сейсмограмм во всех точках поверхности восстанавливалась трехмерная модель среды в соответствии с технологией ММЗ. В отличие от расчетов, проводившихся ранее в рамках работы [Горбатиков, Цуканов, 2011], скорости во включениях V_P и V_S варьировались независимо друг от друга. Ранее V_P и V_S менялись согласовано для обеспечения постоянного значения коэффициента Пуассона во всем объеме, включая неоднородности. Для исследования влияния коэффициента Пуассона на восстановление структуры с двумя вертикальными штоками было проведено более 20 различных расчетов с разной геометрией и свойствами породы тел. Результаты численных экспериментов для трех случаев приведены на рис. 1.

Представленные варианты в достаточно полной мере иллюстрируют полученную закономерность. Варианты отличаются отклонениями скоростей δV_P и δV_S во включениях по отношению к скоростям во вмещающей среде. В случае 1: δV_S = -20%, δV_P = -20%; в случае 2: δV_S = -20%, δV_P = -35%; в случае 3: δV_S = -5%, δV_P = -22%. При этом коэффициент Пуассона для случая 1: (такой же, как во вмещающей среде); для случаев 2 и 3: .

Можно видеть, что если коэффициент Пуассона во включении и во вмещающей среде одинаков, мы получаем результат, известный из приведенных ранее оценок. Изображения двух раздельных штоков сливаются на глубине км, когда расстояние между их центрами становится равным примерно четверти длины зондирующей рэлеевской волны (случай 1).

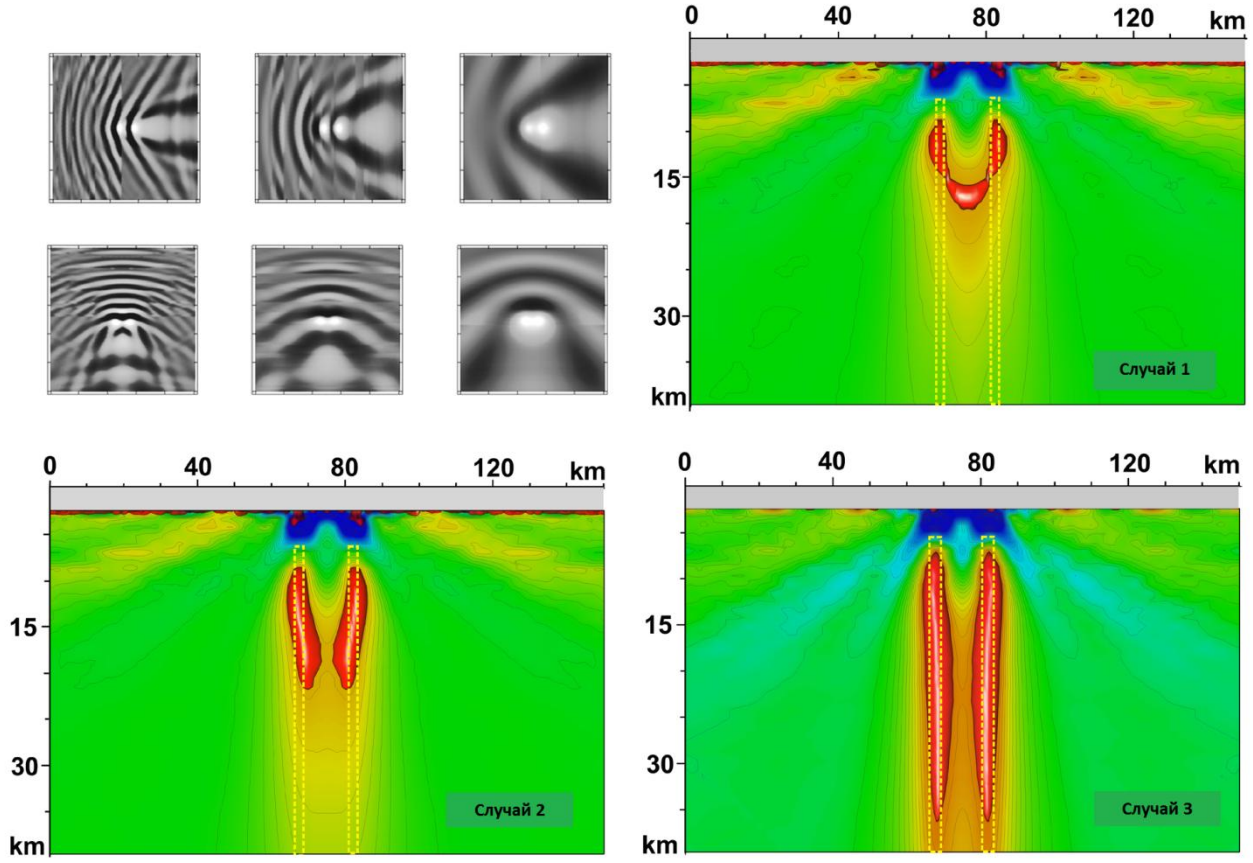


Рис. 1. Результаты моделирования рассеяния Рэлеевской фундаментальной моды на двух близко расположенных заглубленных столбообразных неоднородностях с последующим применением процедуры ММЗ к синтетическим сейсмограммам. Различие между случаями 1-3 описано в тексте. Желтым пунктиром показано положение исходных модельных неоднородностей. Результирующее амплитудное распределение в каждом случае нормализовано индивидуально. Цветовые шкалы для различных случаев различны и не показаны. Трехмерное результирующее изображение и вертикальные разрезы получены с помощью процедуры ММЗ из синтетических сейсмограмм, рассчитанных для 8 азимутов падения для каждой длины волны. Примеры амплитудного распределения на поверхности в градациях серого цвета показаны для азимутов падения 0^0 и 270^0. Для каждого азимута показаны 3 длины волны

Если δV_S сохраняется, но увеличивается абсолютная величина $-\delta V_P$ (коэффициент Пуассона тем самым устремляется к нулю), то изображения штоков уже не сливаются. Визуально их можно проследить как отдельные структуры, по крайней мере, до глубины км (случай 2). Если теперь

мы сохраним коэффициент Пуассона близким к нулю, но снижение δV_S зададим всего -5% (случай 3), то видно, что два изображения могут быть прослежены как отдельные структуры до глубины почти км. Таким образом, можно заключить, что кажущееся «сверхразрешение» в ММЗ можно наблюдать, если коэффициент Пуассона среды скоростного включения имеет близкое к нулю значение. Кроме того, если абсолютная величина $-\delta V_S$ увеличивается, то глубина, для которой можно наблюдать «сверхразрешение» снижается. В свою очередь, близость коэффициента Пуассона к нулю означает, что среда во включениях должна быть трещиноватой. Интересно отметить, что для малых деформаций, характерных для микросейсмической волны, раскрытость трещин даже в несколько сотых долей микрона уже обеспечивает взаимодействие волн с включениями как с объектами с низким значением ν.

Понятно, что решение обратной задачи в методе микросейсмического зондирования также как и в большинстве геофизических методов не единственно. Мы не можем восстановить сложный комплекс параметров среды исходя только из амплитудного распределения. Тем не менее, сам характер проявления геологических объектов в разрезах ММЗ может нам дать информацию, полезную для геологической интерпретации, в частности, как мы только что видели, указать на повышенную трещиноватость среды в неоднородностях в случаях, когда мы наблюдаем «сверхразрешение».

В связи с тем, что в ММЗ зондирующий сигнал – естественное микросейсмическое поле – имеет характерную амплитуду смещений на поверхности порядка м, трещиноватые породы даже с такой малой раскрытостью трещин порядка указанной величины уже будут проявлять аномальные механические свойства. Мы вправе полагать по этой причине, что наблюдаемые субвертикальные тела в глубинной структуре острова Эль Иерро [Gorbatikov et. al, 2013] характеризуются аномальными свойствами и могут иметь, например, близкое к нулю эффективное значение коэффициента Пуассона ν.

Известны независимые работы, в которых по анализу данных сейсморазведки для некоторых зон получаются аномально низкие и даже отрицательные значения коэффициента Пуассона [Кузин, 2012]. Зоны разуплотнения и разрывных нарушений могут характеризоваться повышенной трещиноватостью и высокой газонасыщенностью среды, что в соответствии с [Кузин, 2012] может приводить к низким ( ) и даже отрицательным значениям эффективного коэффициента Пуассона среды.

Известен результат лабораторных исследований механических свойств горных пород в экстремальных условиях [Туранк и др., 1994], где, по утверждению авторов, гранит с искусственной трещинноватостью при температуре 450-600 °C имеет аномально низкое значение отношения скорости P-волны к скорости S-волны , а известняк – . Это соответствует, во-первых, отрицательным эффективным значениям первого упругого модуля Ламе λ, во-вторых, аномальным эффективным значениям коэффициента Пуассона , .

ОБЛАСТИ И ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ ММЗ

Результаты зондирования на территории Астраханского газоконденсатного месторождения. Исследование территории Астраханского газоконденсатного месторождения микросейсмическим зондированием проводилось в 2003-2006 гг. Сеть измерений состояла из 200 точек, среднее расстояние между пунктами измерений равнялось 2-2.5 км. Кроме того, был выполнен профиль с расстоянием между точками 500 м. Полученная трехмерная модель для территории месторождения была сопоставлена с геологическими и геофизическими данными независимых исследований. Выявлено хорошее совпадение результатов микросейсмического зондирования с результатами бурения для солевых горизонтов (см. рис. 2) и продуктивных глубин.

Из рис. 3 видно соответствие в пространстве зон повышенной пористости коллектора в диапазоне глубин 4000-4100 м и относительной интенсивности микросейсмического поля для частоты 0.136 Гц, соответствующей глубине 4100 м (черная линия оконтуривает зону с пористостью от 7 %; максимальная пористость на выделенной территории равна 13 %). Из рис. 4 видно хорошее согласование результатов микросейсмического зондирования и данных независимых исследований на геологическом и геофизическом профилях [Бродский, Пыхалов, 2006; Астраханский и др., 2008].

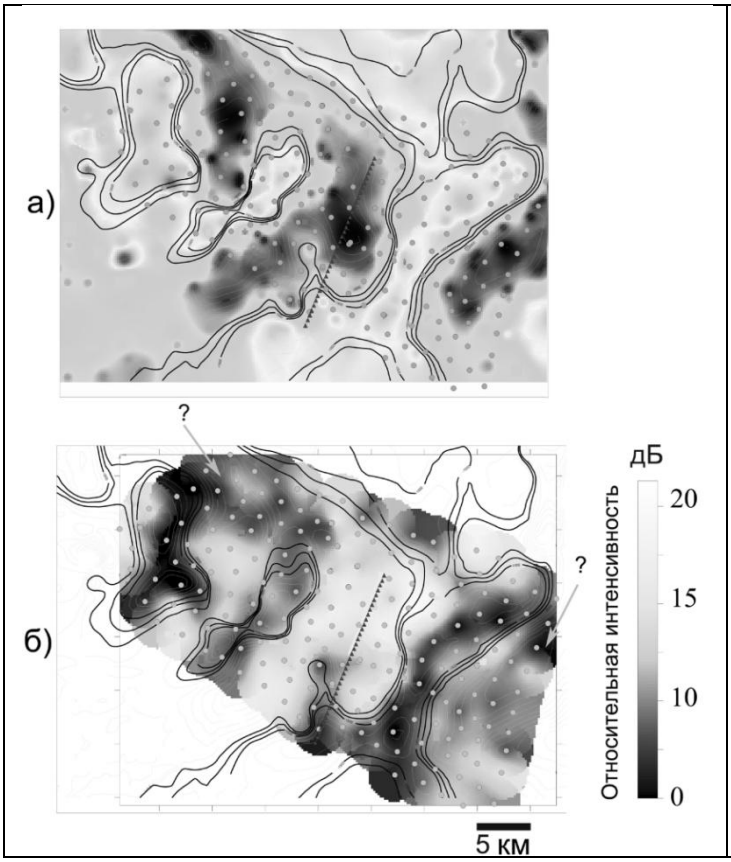


Рис. 2. (а) карта-схема кровли соляных отложений Линиями выделены изогипсы глубин 1500, 1750, 200 метров. Тоном обозначены глубины, светлый тон соответствует меньшим глубинам залегания, темный - большим глубинам. (б) карта –схема пространственного распределения относительной интенсивности микросейсмического сигнала для спектральной частоты 0.245 Гц. Серыми точками обозначены места измерния микросейсм, треугольники – профильные измерения

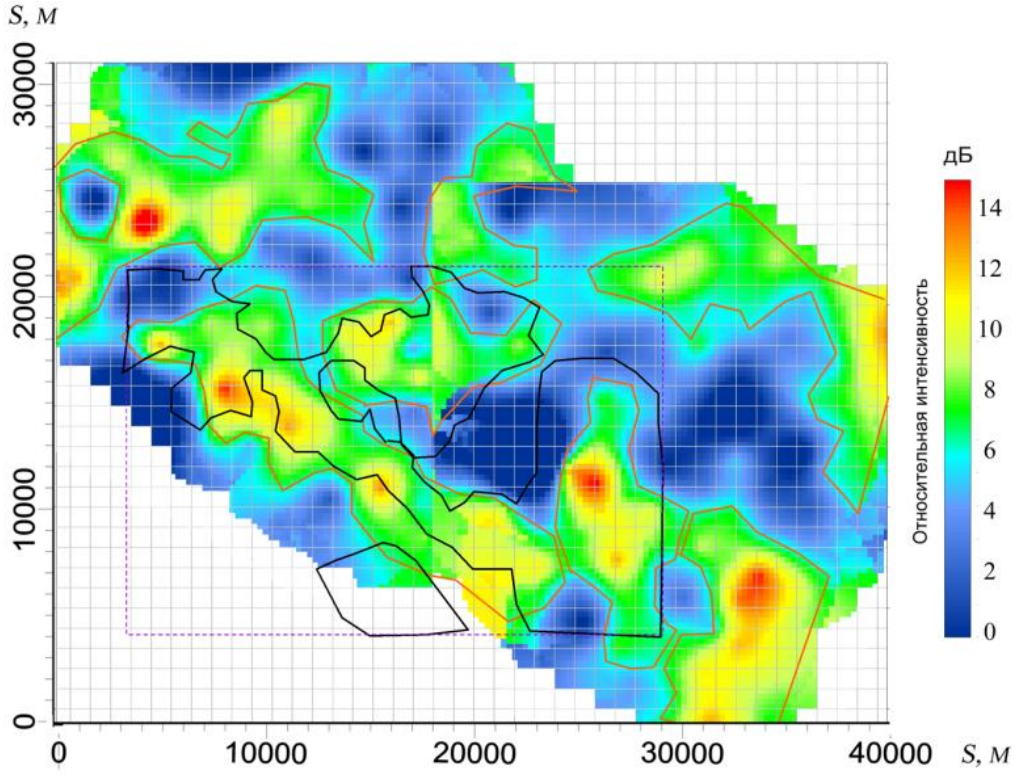


Рис. 3. Сопоставление данных по пористости коллектора в диапазоне глубин 4000-4100 м с относительной интенсивностью микросейсмического поля для частоты 0.136 Гц

В диапазоне глубин от 4000 до 10000 м выделяются две вертикальные зоны, которые интерпретируются как зоны повышенной трещиноватости. В свою очередь на рисунке эти зоны выделяются в аналогичном глубинном диапазоне в виде зон повышенной относительной интенсивности микросейсмического поля и соответствуют пониженным скоростям поперечных сейсмических волн.

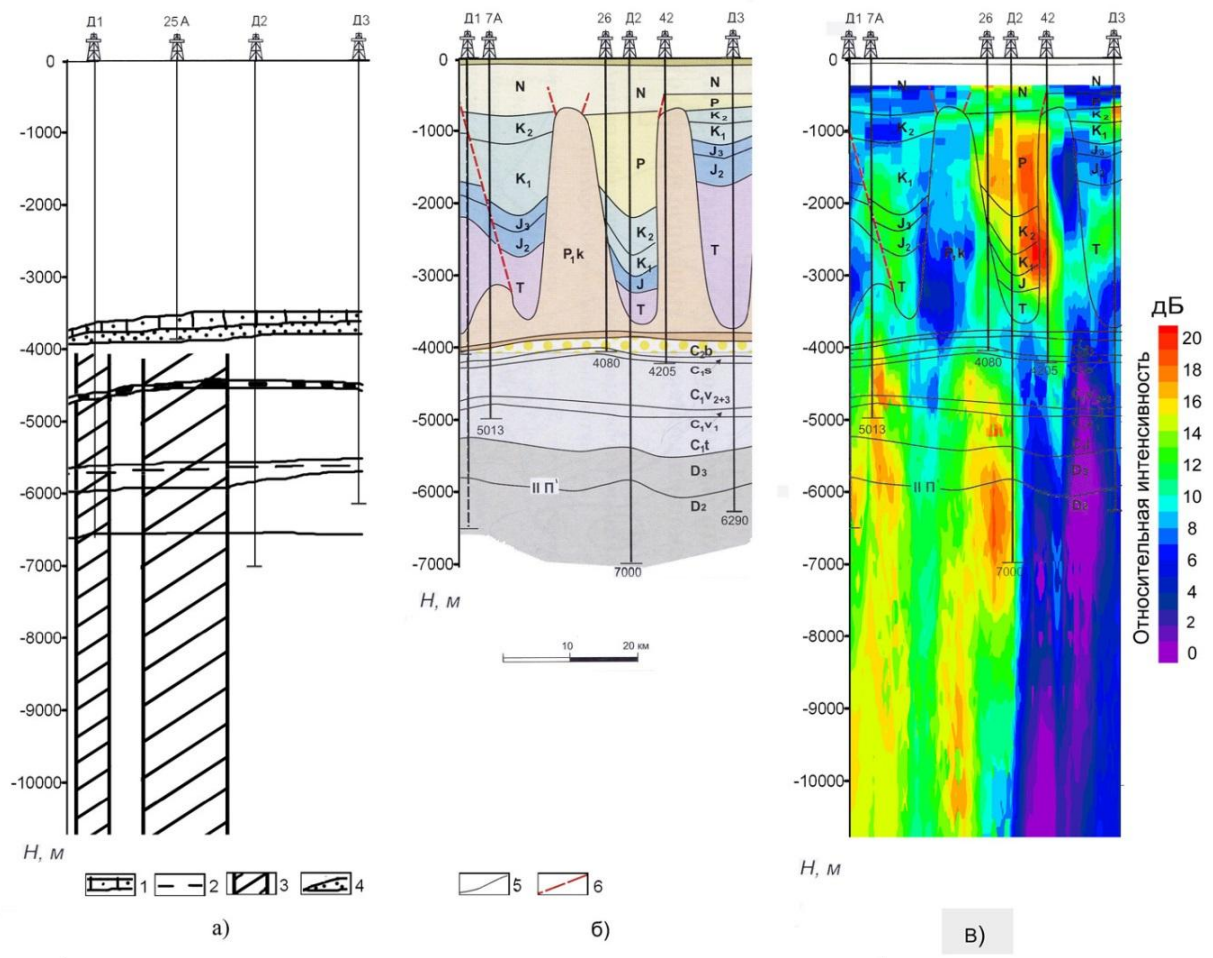


Рис. 4. Результаты микросейсмического зондирования и независимых исследований:
а – геолого-геофизический разрез земной коры Астраханского свода [2]: 1 – кремнисто-глинистые отложения; 2 – глинистые отложения; 3 – зоны аномально повышенной трещиноватости; 4 – залежь Астраханского месторождения; б – геологический разрез по линии скв. Д1-Д3: 1 – границы стратиграфических единиц и отражающих горизонтов; 2 – предполагаемое тектоническое нарушение; в – микросейсмический разрез

Небольшое смещение взаимного расположения этих зон на рис. 4, а, объясняется неидеальным пространственным совпадением профилей.

Наблюдается также согласие результатов микросейсмического зондирования с геологическим профилем в диапазоне глубин солевых отложений (до 4000 м). Переслаивающиеся вдоль профиля соляные купола и мульды проявляются в микросейсмическом разрезе. Соляным куполам, как породам с более высокими скоростями сейсмических волн, соответствуют зоны пониженных относительных интенсивностей, а межкупольным мульдам с терригенными осадками и пониженными скоростями сейсмических волн – зоны повышенных относительных интенсивностей. На микросейсмическом разрезе на глубине около 4000 м отчетливо отмечается смена характера распределения интенсивностей. На этой же глубине наблюдается переход от соляных структур перми к карбонатным отложениям. В то же время межкупольные мульды различаются в микросейсмическом разрезе. Верхняя часть мульды в районе скв. Д2 сложена в основном песчано-глинистыми породами палеогена Р с относительно низкими скоростями. Она отражается на разрезе более высокой интенсивностью по сравнению с мульдой в районе скв. 7А, которая заполнена отложениями мела К1, К2 с более высокими скоростями сейсмических волн.

Микросейсмическая модель демонстрирует смену характера распределения интенсивностей на глубинах около 10000 м, что, видимо, связано с глубиной залегания фундамента 8-10 км. Ниже 10 км характер модели остается постоянным и отличается от верхних горизонтов как рисунком, так и большими значениями вариаций интенсивности. Диапазон относительной интенсивности увеличивается более чем в 2 раза.

На рис. 5 объемные тела представляют собой зоны, оконтуренные поверхностью с равной относительной интенсивностью. Синий цвет соответствует интенсивности 16 дБ и отражает зоны с

повышенными скоростями сейсмических волн, желтый цвет соответствует 25 дБ и оконтуривает зоны с пониженными скоростями сейсмических волн (четыре субвертикальные структуры a, b, c, d и три вертикальные структуры e, f, g). Тела a, b, c связываются в единую зону пониженных скоростей в наиболее глубоких горизонтах. Все вертикальные структуры прослеживаются снизу вверх до глубин около 10 км, но их относительная интенсивность снижается по мере приближения к поверхности, и только тела a, b, d достигают примерно 10 км. Вертикальное тело e имеет самую низкую относительную интенсивность в нижних горизонтах и, видимо, связано с повышенной гравитационной аномалией в этой зоне. Вертикальные структуры с повышенными скоростями могут интерпретироваться как вулканогенные образования.

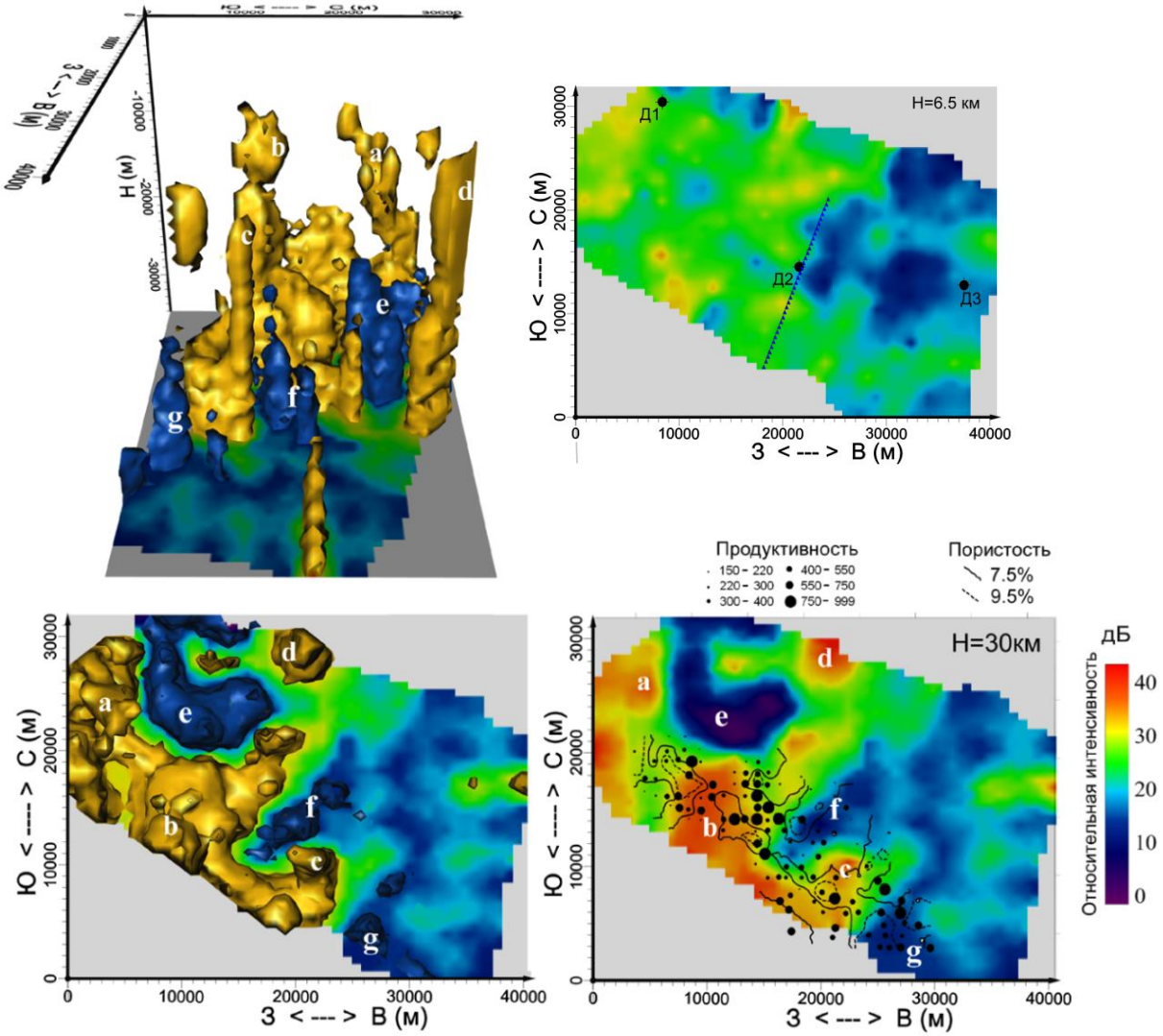


Рис. 5. Результаты изучения АГКМ с помощью микросейсмического зондирования

Они хорошо коррелируют с глубинными вулканическими постройками, известными на территории месторождения, выстраиваясь с северо-запада на юго-восток. Для сравнения модели по микросейсмическому зондированию с продуктивностью скважин на рис. 5 приведена схема продуктивности и средней пористости по продуктивному горизонту, наложенная на слой микросейсмической модели для глубины 30 км. Видно, что положение скважин с наибольшей продуктивностью коррелирует с телами b и c, зона повышенной продуктивности вытягивается в юго-западном направлении.

Многие исследователи неоднократно указывали на контролирующую роль глубинных разломов в кристаллическом основании платформ в формировании месторождений углеводородов в осадочном чехле. В нашем случае можно предположить, что низкие сейсмические скорости обусловлены повышенной флюидопроводимостью, и вытянутые субгоризонтальные зоны и вертикальные тела ассоциируются с системой глубинных разломов. Выделенная система разломов

непосредственно соприкасается с тремя высокоскоростными субвертикальными телами e, f и g , которые также отмечаются в гравитационном поле аномалиями повышенной плотности [Гравиметрическая…, 2004] и, видимо, представляют собой глубинные интрузии, вулканиты которых, кстати, вскрыты девонскими скважинами. Наши предположения подтверждаются сопоставлением описания скв. Д1, Д2 и Д3 с полученной микросейсмической трехмерной моделью. На горизонтальном сечении микросейсмической модели для глубины 6.5 км (см**.** рис. 5) видно, что скв. Д1 и Д2 находятся в существенно отличных условиях от скв. Д3: трещиноватость пород, на которые пробурены эти скважины, выше, чем скв. Д3. Данное предположение соответствует результатам бурения, которые свидетельствуют о наличии в скв. Д1 и Д2 газонасыщенных объектов, залегающих на глубине 6-6.5 км. Это можно объяснить наличием повышенной трещиноватости в районе скв. Д1 и Д2, а также наличием предположительно питающих каналов под ними. С другой стороны, скв. Д3 не связана ни с одним из этих признаков.

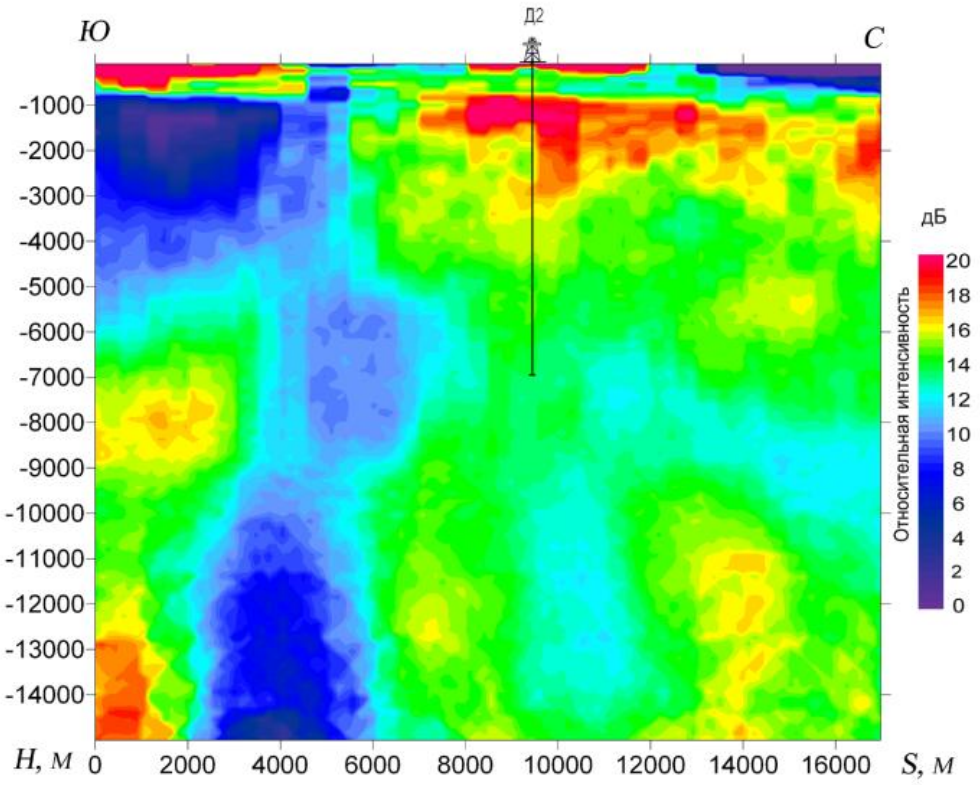


Рис. 6. Относительные скорости по данным микросейсмического зондирования вдоль профиля (положение профиля указано на рис. 2 и 5 линией из треугольников)

При трехмерном исследовании территории Астраханского месторождения шаг между точками измерений составлял приблизительно 2-2.5 км. Однако возможности метода позволяют развить большую детальность. Так, для глубин около 7 км оптимальный шаг съемки должен быть приблизительно 500 м. Именно с таким шагом были проведены тестовые измерения вдоль профиля, пересекающего в своей центральной части скв. Д2. Положение этого профиля на территории месторождения показано на рис. 2 и 5 линией из треугольников (глубина составляет 6.5 км). Результаты восстановления относительных скоростей по разрезу вдоль профиля приведены на рис. 6, из которого видно, что в диапазоне глубин 1-3 км четко разделяются между собой соляная постройка (синий цвет в левой части рисунка) и мульда (желтый и красный цвета в правой части рисунка). На полученном разрезе достаточно хорошо трассируются неоген-четвертичные осадочные отложения, которые демонстрируют слабо выраженное падение с юга на север.

Таким образом, метод микросейсмического зондирования может использоваться для оптимизации дальнейшей разработки Астраханского и других месторождениях нефти и газа.

Результаты изучения строения погребенной трубки взрыва. Стандартный в настоящее время подход к разведке кимберлитовых тел в пределах района поиска предусматривает проведение

аэромагнитной съемки с последующим выделением по записям маршрутов и картам изодинам ΔT характерных аномалий магнитного поля. В дальнейшем наземной магниторазведкой проверяется наличие аномалии и по результатам съемки намечаются точки заверочного бурения. Важным этапом планирования буровых работ являются оценка наличия кимберлитового тела, определение его формы и глубины залегания, что обычно требует применения альтерантивных магнитному методов исследования. С другой стороны, практика алмазодобывающей промышленности сталкивается со случаями, когда стандартные магнитные методы разведки оказываются неэффективными. Несколько лет в геологии алмазных месторождений известно Накынское кимберлитовое поле (Якутия), трубки которого характеризуются высокими концентрациями качественных алмазов. Все они не выделились в изученных геофизических полях достаточно контрастными аномалиями, несмотря на то, что в последние годы компанией "АЛРОСА" на этой территории были проведены современные высокоточные магнитная и электромагнитная съемки, т.е. традиционные технологии магнитометрических поисков для обнаружения алмазоносных трубок и полей Накынского типа оказались неэффективными [Контарович, Цыганов, 2000].

Для заверки аномалий, выявленных аэромагнитной съемкой, наиболее часто применяют комплекс из детальной магниторазведки и гравиразведки. Методы, не связанные с магнитными свойствами объектов, обычно используются как вспомогательные. Так, сейсмическими методами выделяют кимберлитовые тела в отраженных или преломленных сейсмических волнах объемного типа, хотя из-за своих малых размеров по горизонтали и субвертикального расположения кимберлитовые трубки являются нетрадиционными объектами для сейсмической разведки и применение стандартных технологий МОВ–МОГТ и МПВ для их прямых поисков неэффективно [Калинин и др.,1987]. Существует несколько направлений, по которым развиваются сейсмические методы в применении к таким объектам. Среди них технология высокоразрешающей сейсморазведки методом многократных перекрытий [Петрашень, Рудаков,1996], различные методы сейсмической томографии [Романов, Колонин, 1997]. Эти методы базируются на многоканальной регистрации высокочастотных сигналов от источника на поверхности или в скважине и используют различия в параметрах затухания или в резонансных свойствах области кимберлитового тела и вмещающих пород. С точки зрения полевой технологии методы незначительно отличаются от сейсморазведочных работ и обладают присущими им ограничениями при реализации в сложных ландшафтно-геологических условиях, что влечет за собой высокие трудовые и временные затраты и снижает эффективность их применения в полном разведочно-заверочном цикле. В этой связи развитие и опробование потенциально более эффективных альтернативных геофизических методов разведки приобретает особую актуальность.

Для исследования применимости ММЗ был проведен "эксперимента вслепую", где методом микросейсмического зондирования исследовалась выявленная ранее трубка взрыва и полученные результаты сравнивались с данными независимых исследований. В качестве тестового объекта была выбрана ранее надежно лоцированная и исследованная бурением трубка Марусиновская, расположенная в пределах Жлобинской седловины (Республика Беларусь).

Жлобинская седловина является пограничной структурой, разделяющей в западной части Восточно-Европейской платформы Оршанскую впадину, Припятский прогиб, Воронежскую и Белорусскую антеклизы. Абсолютные отметки залегания кристаллического фундамента в пределах седловины изменяются от –500 до –600 м. В разломной тектонике преобладает северо-западное направление. Наиболее крупными кимберлито-контролирующими разломами являются Жлобинский и Марусиновский.

По результатам площадных геофизических исследований Марусиновский разлом фиксируется в кристаллическом фундаменте, его амплитуда по данным буровых работ в девонском структурном комплексе составляет порядка 200–300 м. Относительно этого разлома северовосточное крыло, как и Жлобинского разлома, приподнято, а юго-западное опущено.

Жлобинское поле диатрем было обнаружено в конце прошлого века на территории Республики Беларусь при тематических работах по оценке алмазоносности и выбору наиболее перспективных площадей. В общем плане Жлобинское поле диатрем слабо вытянуто в субширотном направлении и имеет размеры 25 × 40 км. Жлобинские диатремы имеют изометричную либо эллипсовидную форму с соотношением размеров осей приблизительно 1–2. Средний радиус диатрем составляет 150 м, изменяясь от 35 до 330 м. Глубина залегания кровли диатрем 110–210 м. Максмальная интенсивность локальных аномалий магнитного поля в воздухе 5–100 нТл, на земле 20–300 нТл. Для разведки проводили аэромагнитную съемку масштаба 1:25000. По записям маршрутов и картам изодинам ΔT

выделялись аномалии трубочного типа. Наземной площадной магниторазведкой проверялось наличие аномалии, и по результатам съемки намечалась точка заверочного бурения.

Профиль для исследований методом микросейсмического зондирования был заложен на основании имеющихся данных по наземной детальной съемке магнитного поля и результатам заверочного бурения (рис. 7). Профиль был вытянут вдоль направления ССЗ-ЮЮВ, его середина совпадала с максимумом магнитной аномалии. Расстояние между соседними точками профиля в ходе эксперимента выдерживалось 35 м. Для двух крайних точек с каждого конца профиля шаг увеличивался до 80 м.

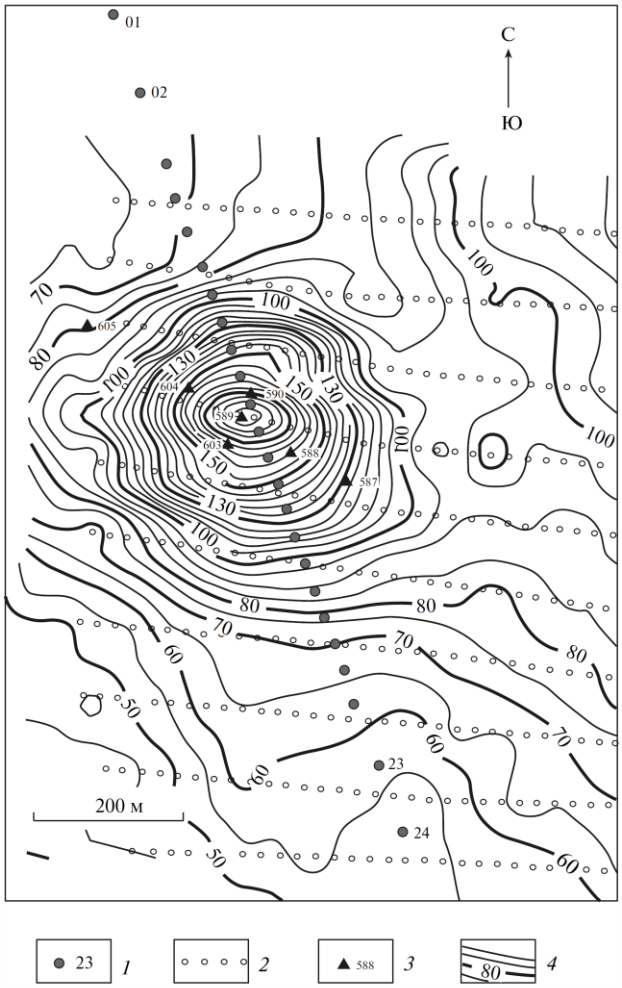


Рис. 7. Участок работ. 1 – точки профиля микросейсмического зондирования; 2 – точки площадной наземной магнитной съемки; 3 – расположение скважин заверочного бурения и их номера; 4 – изодинамы магнитного поля, нТл

Результат измерений представляет собой вертикальный разрез, отражающий распределение относительных скоростей поперечных сейсмических волн (рис. 8). К видимым особенностям разреза можно отнести следующее: отчетливо выделяется вертикальная зона пониженных скоростей;

горизонтальные размеры зоны увеличиваются при ее приближении к поверхности и характеризуются наличием асимметрии; зона пониженных скоростей начинает выделяться на фоне вмещающих пород в виде вертикальной узкой полосы на глубине около 3 км и заканчивается расширением на глубине около 100 м от поверхности;

наблюдается пространственная корреляция характера магнитного поля вдоль профиля на поверхности с положением и геометрическими особенностями выделяемой зоны; наблюдается пространственная корреляция положения и формы субвертикальной низкоскоростной зоны с простиранием Марусиновского разлома, кимберлито-контролирующая роль которого известна по работе [Левый и др., 1999].

Поскольку планирование микросейсмического профиля осуществлялось по предварительным результатам детальной магнитной съемки и заверочного бурения, у нас нет основания полагать, что выделенная зона пониженных скоростей может интерпретироваться иначе, чем трубка взрыва. При этом видно, что с помощью микросейсмического зондирования можно получить более обширную информацию об изучаемом теле в дополнение к имеющимся материалам бурения и магнитной

съемки. На рис. 8 отчетливо различаются корневая, диатремовая, переходная и кратерная зоны, выделяемые в большинстве кимберлитовых тел. Корневая зона представлена вертикальной дайкой. Мощность дайки варьируется в пределах от единиц до 50 м. Дайка прослеживается до глубины 3 км. Ниже следы ее теряются, что может быть связано как с потерей разрешающей способности метода для мелких объектов на большой глубине, так и с уменьшением контрастности свойств дайки относительно вмещающих пород. Раздувы дайки в интервалах глубин 1500–1400, 1300–1100 и 1050–950 м приурочены к участкам дезинтеграции фундамента в зоне разлома (рис. 8). Подобные раздувы типичны и для даек корневых зон южноафриканских кимберлитовых тел [Clement, Reiol, 1989].

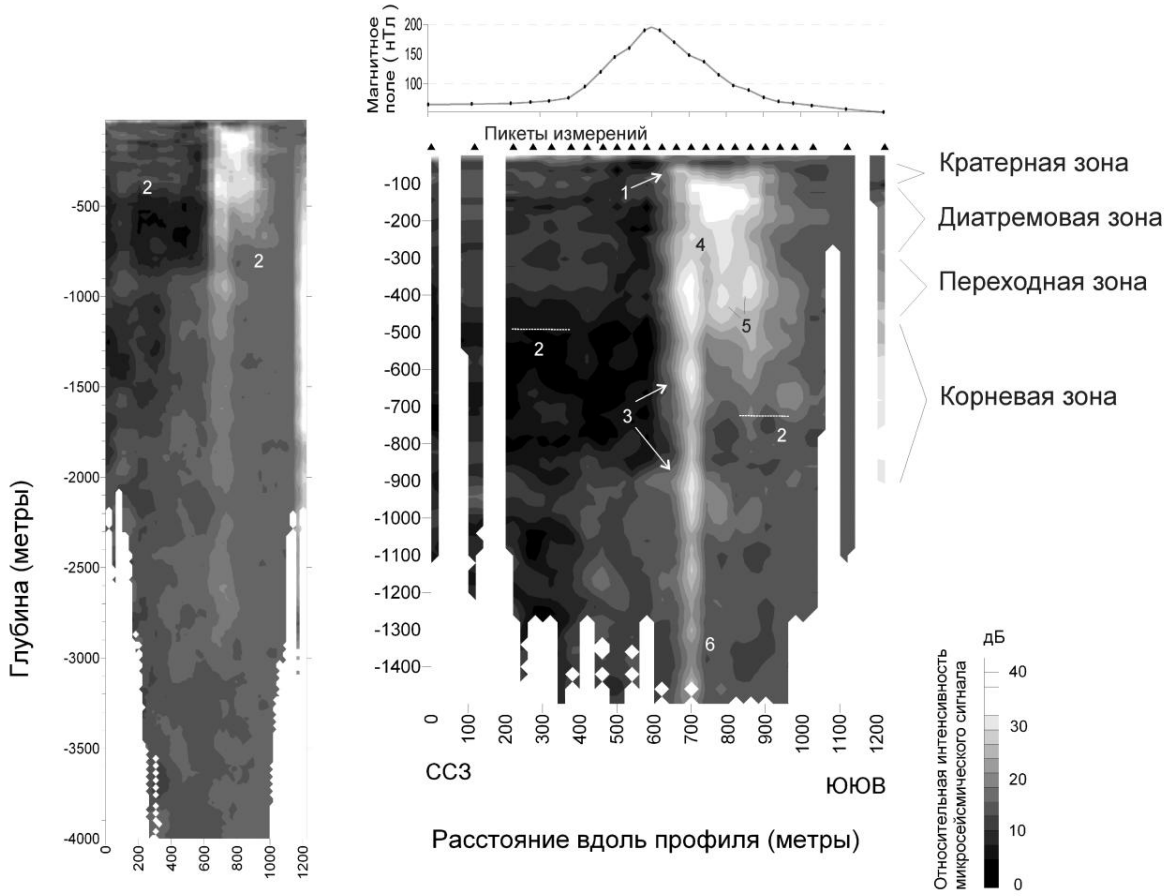


Рис. 8. Разрезы по относительным скоростям поперечных сейсмических волн, полученные методом микросейсмического зондирования, с элементами интерпретации. Обобщенный разрез до глубины 4 км - слева, детальный разрез до глубины 1500м –справа. 1-закратерный выброс; 2-поверхность фундамента в различных бортах Марусиновского разлома; 3-раздувы дайки; 4-«риф»; 5-столбообразные тела; 6-сечение Марусиновского разлома

В соответствии с [Clement, Reiol, 1989] для корневых зон кимберлитовых трубок вообще характерны изменчивость морфологии и расщепление подводящих даек на отдельные дайкоподобные проводники. Форма диатремовой зоны на основании полученного двумерного разреза глубинной структуры не может быть реконструирована уверенно. Тем не менее можно заметить, что верхняя часть проявленной структуры напоминает по форме чашу. Нижняя часть диатремовой зоны состоит из столбообразных тел. Отсутствие у двух субвертикальных обособлений подводящего канала приводит к предположению, что это вертикальное сечение двух наклонных субвертикальных тел.

Ширина диатремовой зоны по разрезу на рис. 8 оценивается в интервале 120–170 м, а вертикальная протяженность от 200 до 500 м. Видно, что ССЗ контакт является предположительно резким, а ЮЮВ контакт с вмещающими породами имеет широкую зону дробления. Такая несимметричность хорошо согласуется с тем, что исследуемая трубка контролируется разломом. По известным данным амплитуда вертикального смещения по разлому достигает 200–300 м. Совпадение времени заложения разлома с временем образования исследуемой трубки [Левый и др., 1999]

объясняет причину несимметричности формы последней. В данном случае взрыв в трубке был направлен в сторону опущенного менее консолидированного южного блока.

Кратерная зона с видимым диаметром 200 м и вертикальным размером до 150 м также характеризуется асимметричностью строения. Породы, слагающие кратерную зону, выделяются значительным понижением скоростей поперечных сейсмических волн. Это может быть связано с наличием в кратере нелитифицированных рыхлых отложений или наличием открытой системы пор и трещин, возможно заполненных водой.

Таким образом, видно, что применение ММЗ может дать толчок к новому направлению поиска кимберлитовых тел – выявлению перекрытых слабоэродированных трубок взрыва.

Глубинное строение земной коры в районе Стрельцовского урановорудного поля (Восточное Забайкалье) по данным микросейсмического зондирования. Mo-U месторождения Стрельцовского рудного поля (СРП) с общими запасами урана более 250 тыс. т залегают в позднемезозойских осадочно-вулканогенных породах Стрельцовской кальдеры (СК) и в PR-PZ гранитоидно-метаморфических породах ее фундамента. Существуют различные представления по поводу генезиса урановых руд СРП. Относительно источника урана имеются три основные гипотезы: (1) вмещающие породы; (2) верхнекоровый очаг кислой магмы на глубине 4-5 км; (3) мантийный источник [Ищукова и др., 2007]. В последнее время разрабатывается гипотеза о том, что источником урана явилась кислая Li-F магма, длительно эволюционировавшая на глубине 7-15 км [Алешин и др., 2007].

Для проверки гипотез об источнике урана требуется надежная информация о строении земной коры в районе СК. Имеющийся единственный разрез, основанный на данных гравиметрических съемок и сейсмических работ МОВ-ОГТ, дает представление о строении земной коры под СК на глубину до 12 км, при этом магматических камер не выявлено [Духовский и др., 1998].

Для оценки строения земной коры на бóльшие глубины был использован метод микросейсмического зондирования.

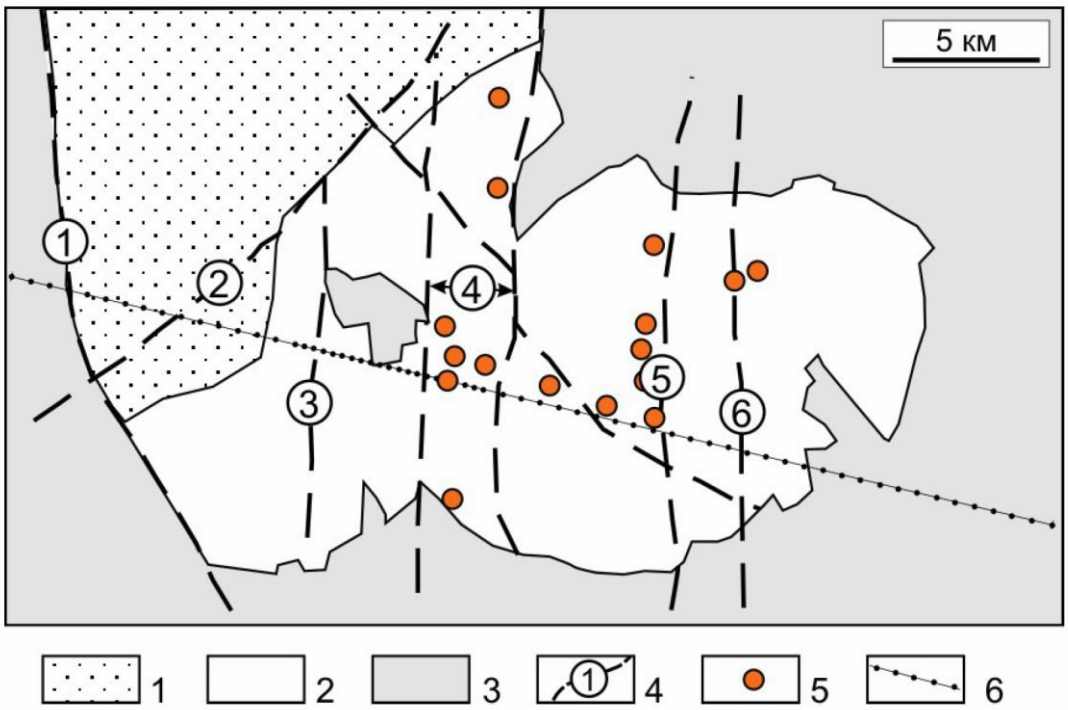


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Стрельцовского рудного поля с положением профиля микросейсмического зондирования. По [Ищукова и др., 2007], с изменениями.1 – вулканогенно-осадочное выполнение Восточно-Урулюнгуевской впадины (K1); 2 – осадочно-вулканогенный чехол Стрельцовской кальдеры (J3-K1); 3 – метаморфогенные и гранитоидные породы фундамента Стрельцовской кальдеры (AR?-RZ2); 4 – основные разломы и их зоны: 1 – Чиндачинский разлом, 2 -Урулюнгуевский разлом, 3 – Талан-Гозогорский разлом, 4 – Меридиональная зона разломов, 5 – Мало-Тулукуевская зона разломов, 6 – Центральная зона разломов; 5 – месторождения рудного поля; 6 – профиль микросейсмического зондирования с точками пикетов

Микросейсмическое зондирование проводилось вдоль субширотного профиля длиной 28км (азимут 103) от Чиндачинского разлома на западе до варисских гранитов фундамента СК на востоке (рис. 9). Расстояние между точками наблюдений составило 500 м, на участке детализации между Талан-Гозогорским и Меридиональным разломами шаг был уменьшен вдвое.

Как видно на разрезе относительных скоростей поперечных сейсмических волн (рис. 10), в строении земной коры выделяются горизонтальные и вертикальные сейсмические неоднородности. Тектоническим элементом 1-го порядка является Чиндачинский разлом (1), разделяющий блоки с повышенным гравитационным полем к западу от него (мраморы, гнейсы, амфиболиты) и с пониженным – к востоку [Ищукова и др., 2007]. Заметно, что более плотные породы характеризуются повышенными сейсмическими скоростями. Восточнее Чиндачинского разлома в земной коре отмечаются отдельные блоки с повышенными скоростями, которые интерпретируются как ненарушенные реликты диорит-метаморфического (ДМС) и базит-метаморфического слоев земной коры.

На разрезе неявно выделяются горизонтальные границы по изменению сейсмической гетерогенности земной коры. Породы выше границы на глубине 3 км (7) гетерогенны и характеризуются в целом пониженными скоростями, характерными для гранитоидных пород. Блоки с повышенными скоростями интерпретируются как слабо нарушенные метабазиты и мраморы фундамента (между Урулюнгуевским (2) и Талан-Гозогорским (3) разломами), а также как основные и средне-кислые вулканиты кальдеры (между Меридиональной (4) и Центральной (6) зонами разломов). Ниже, до глубины 7 км (граница 8) находится слой с близкими относительными скоростями, который пересекается крутопадающими зонами с пониженными скоростями (разломами). От 7 до ~15 км (границы 8-9) земная кора характеризуется высокой вариабельностью скоростей, обусловленной, по-видимому, сочетанием верхнекорового очага кислой магмы с пониженными скоростями (область 11, оконтуренная пунктирной линией) и блоками ненарушенного ДМС – с повышенными скоростями. Гетерогенное в сейсмическом плане строение области 11 может быть предположительно объяснено наложением на гранитоидное тело субвертикальных глубокопроникающих зон разломов (эллиптические области красного цвета), обусловленных тектоническими движениями после кристаллизации очага, либо совокупностью отдельных более мелких магматических камер Граница (10) на глубине около 40 км выделяется по подошве изометричной зоны с пониженными скоростями, интерпретируемой как нижнекоровый магматический очаг, и соответствует поверхности Мохо [Ищукова и др., 2007]. Горизонтальные границы, выявленные с помощью микросейсмического зондирования, хорошо согласуются с границами, установленными с помощью традиционных геофизических методов. На плотностном разрезе, составленном путем интерпретации гравитационных аномалий, выделяется верхний горизонт земной коры до глубины 2-3 км, характеризующийся пониженной плотностью [Сейсмическая граница на глубине 3 км установлена также по результатам ГСЗ (фондовые материалы ГРЭ-324). В нашем случае эта граница соответствует подошве верхнего слоя толщиной 3 км, отличающейся большой вариабельностью сейсмических скоростей, обусловленной чередованием гранитоидных тел и блоков метаморфических и эффузивных пород (граница 7) [Духовский и др., 1998].

По данным МОВЗ на глубине 8-10 км в Восточном Забайкалье установлена устойчиво наблюдаемая сейсмическая граница, названная «горизонт «Г» в гранитно-метаморфическом слое» (данные ГРЭ-324), которая соответствует подошве слоя с относительно однородными сейсмическими скоростями, выявленного с помощью микросейсмического зондирования (граница 8). Крутопадающие зоны разломов выделяются на разрезе по линейным участкам пониженных сейсмических скоростей.

Наиболее крупные зоны прослеживаются до нижнекоровых глубин – это Чиндачинский (1), Урулюнгуевский (2) разломы, а также Меридиональная (4), Мало-Тулукуевская (5) и Центральная (6) зоны разломов. Меридиональная зона разломов контролирует положение Аргунского, Жерлового, Пятилетнего, Краснокаменского и Юго-Западного месторождений, тогда как в Мало-Тулукуевской зоне локализованы месторождения Октябрьское, Мартовское, Лучистое и Мало-Тулукуевское, а в Центральной зоне – месторождения Стрельцовское и Антей. Талан-Гозогорский разлом (3) является подводящим для Тулукуевского вулкана кислой магмы, а разломы Меридиональной зоны (4) – для Краснокаменского и Юго-Западного вулканов. Таким образом, в верхней части земной коры отмечается хорошая сходимость субвертикальных сейсмических неоднородностей, интерпретируемых как зоны разломов, с положением реально наблюдаемых тектонических нарушений.

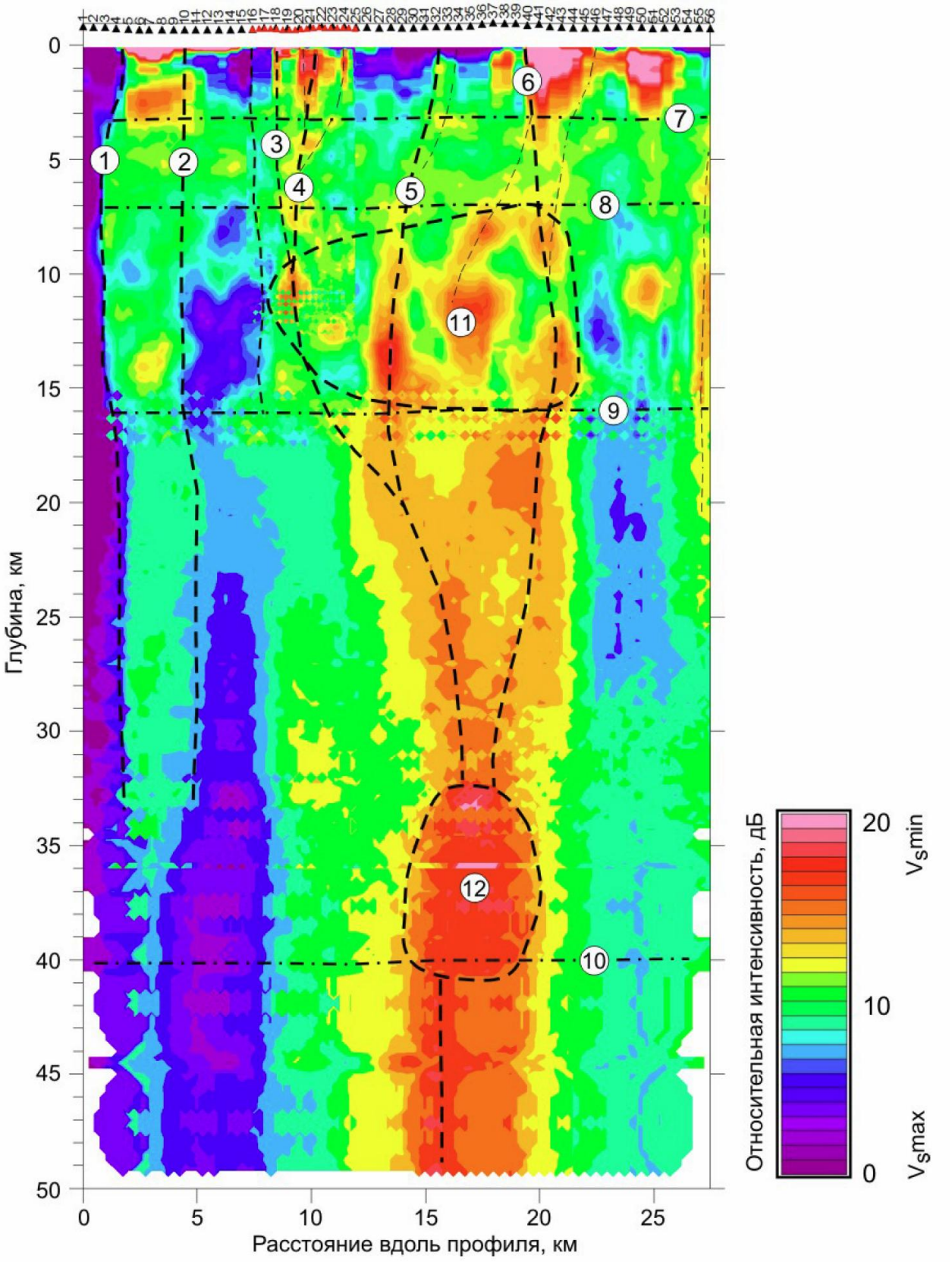


Рис. 10. Микросейсмический разрез вдоль профиля (см. рис. 9). Области с розовым и красным цветом соответствуют участкам земной коры с пониженными скоростями сейсмических волн, а области с синим и фиолетовым цветом – участкам с повышенными сейсмическими скоростями. Номера разломов соответствуют номерам на рис. 9

Общая колонна, выраженная в пониженных скоростях и интерпретируемая как зона повышенной магматической и флюидной проницаемости (мантийный плюм), прослеживается на

глубину 50 км и ниже. Предполагается, что уран последовательно накапливался в нижнекоровом и затем в верхнекоровом магматических очагах, и отщеплялся от кислой эволюционированной Li-F магмы в гидротермальный флюид, переносивший уран к зоне рудоотложения.

В последующие 2 года исследований восточнее разлома 6 были проведены детальные разведочные работы ММЗ с подтвержденным бурением наличием рудоносных разломов (в данном материале не приведено по причине приватности информации).

ЛИТЕРАТУРА

Алешин А.П., Величкин В.И., Крылова Т.Л. Генезис и условия формирования месторождений уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные // *Геология руд. Месторождений*. 2007. № 5. Р. 446–470.

Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность / под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир. 2008. 221 с.

Бродский А.Я., Пыхалов В.В. Модель формирования зон повышенной трещиноватости в палеозойских отложениях Астраханского свода // Недра Поволжья и Прикаспия. 2006. Вып. 47. С. 16-23.

Горбатиков А.В., М.Ю.Степанова. Результаты исследований статистических характеристик и свойств стационарности низкочастотных микросейсмических сигналов // Физика Земли. 2008. № 1, с. 57-67.

Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66-84.

Горбатиков А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.

Гравиметрическая карта России. Масштаб 1:5000000/ под ред.О.В. Петрова [и др.]. М.: Министерство природных ресурсов РФ, Федеральное агентство по недропользованию, ВСЕГЕИ, ВНИИГеофизика. 2004.

Духовский А.А., Амантов В.А., Артамонова Н.А. и др. Сейсмические и гравитационные образы ведущих рудных районов и полей юго-восточного Приаргунья (Восточное Забайкалье, Россия) // *Геология руд. месторождений*. 1998. №2. С. 99–113.

Ищукова Л.П. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Типография «Глазковская». Иркутск: 2007.

Калинин О.И., Литвиненко А.И., Миляев В.Л. // В сб.: Методы разведочной геофизики. Рудная сейсморазведка. Л.: НПО Рудгеофизика. 1987. С. 84–91.

Контарович Р.С., Цыганов В.А. // Геофизика. 2000. № 4. С. 52–57.

Кузин А.М. О возможной природе относительно низких значений параметра Vp/Vs в рудных залежах флюидного генезиса. // Геофизика. 2012. № 2. С. 7-15.

Левый М.Г., Карпович М.Я., Дашкевич В.П. В кн.: Проблемы алмазоносности Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1999. С. 18–23.

Петрашень Г.И., Рудаков А.Г. // Геофизика. 1996. № 1. С. 3–13.

Романов М.Е., Колонин А.Г. Криволинейно-лучевая кинематическая и амплитудная сейсмотомография. Новосибирск: ИМ СО РАН. 1997. 40 с.

Туранк К., Фурментро Д., Дени А. Распространение волн и границы раздела в породах: Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти. // Под. ред. Мори В. и Фурментро Д. М.: Мир. 1994.

Clement C.R., Reiol A.M. // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1989. № 14. P. 632–646.

Gorbatikov, A.V., Montesinos F.G., Arnoso J., Stepanova M.Yu., Benavent M., Tsukanov A.A. New Features in the Subsurface Structure Model of El Hierro Island (Canaries) from Low-Frequency Microseismic Sounding: An Insight into the 2011 Seismo-Volcanic Crisis // Surv. Geophys. 2013. 34:463–489 DOI 10.1007/s10712-013-9240-4.

ФЛЮИДЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

И.Г. Киссин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, г. Москва

ВВЕДЕНИЕ

Участие воды в сейсмических процессах было обнаружено после того, как в середине прошлого века в разных регионах произошли землетрясения, связанные с нарушениями водного режима – заполнением крупных водохранилищ и закачкой жидкости в глубокие скважины. Сейчас такие землетрясения, которые получили название вызванных, или наведенных, насчитываются многими десятками, перечень факторов, их вызывающих, расширился за счет иных видов техногенной деятельности (сильные взрывы и др.), которые влияют на напряженно-деформированное состояние (НДС) среды в сейсмогенных зонах. На начальном этапе исследований по прогнозу землетрясений роль воды в сейсмических процессах, в частности влияние эффекта Ребиндера, рассматривалась лишь в общем виде [Киссин, 1971]. В нынешнее время некоторые аспекты воздействия воды, точнее флюидов, на землетрясения стали более понятными, но, в целом, остаются слабо изученными и редко привлекают внимание исследователей. Выяснение роли флюидов в механизме землетрясений представляет интерес еще с одной позиции – тектонофизической: ведь разломообразование в прежние геологические эпохи, очевидно, происходило таким же образом, что и в современных очагах землетрясений.

В тех, пока немногочисленных работах, где рассматривается влияние флюидов на сейсмические процессы, флюиды представлены как некая субстанция, которая всегда присутствует в окрестностях очага землетрясений и может принять участие в его формировании. Такой подход, сохраняющийся до наших дней со времени известной статьи о дилатансно-диффузионной модели очага землетрясения [Scholz et al., 1973], не соответствует современным представлениям о флюидах в земной коре и мантии. Флюиды в сейсмогенных зонах не имеют сплошного распространения. Кроме того, химический состав флюидов и их физические свойства неодинаковы в таких зонах, приуроченных к разным глубинам. В настоящей статье рассматривается преимущественно роль флюидов в очагах землетрясений, локализованных в земной коре, ибо для глубоких (мантийных) очагов обстановка более сложна и во многом еще остается гипотетичной.

РАСПРОСТАНЕНИЕ ФЛЮИДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

По содержанию флюидов в земной коре четко выделяют две части – осадочную и кристаллическую толщи. Водонасыщенность осадочных пород, в общем, убывает с глубиной, хотя нередки случаи ее инверсии. Сейсмическая активность встречается лишь в нижних частях достаточно мощной осадочной толщи, где порово-трещинные воды часто находятся под сверхгидростатическим, иногда близким к литостатическому, давлением, что повышает их роль в развитии очагов землетрясений. Консолидированная кора, представленная кристаллическими породами, к которой относится основная часть очагов землетрясений, также неоднородна по содержанию флюидов. В ней можно выделить по характеру порово-трещинного пространства и фильтрационным показателям три типа пород: с повышенными значениями емкости пор и трещин, а также проницаемости; со сравнительно малой емкостью связанных каналов (порядка десятых долей процента); с очень низкой пористостью и трещиноватостью, практически непроницаемые породы [Киссин, 2009].

К первому типу относятся зоны разломов, ко второму – блоки и слои флюидонасыщенных пород, к третьему – массивы плотных пород. Подобная градация четко выделяется на геофизических разрезах по скоростным и электрическим характеристикам. В соответствии с последними, выделены флюидные системы консолидированной коры: субгоризонтальные (волноводы и электропроводящие слои), субвертикальные и наклонные (разломы), а также зоны с рассеянными скоплениями флюидов (отражающие участки) (рис. 1).

Указанная схема характеризует флюидную и фильтрационную неоднородности консолидированной коры. За пределами флюидных систем плотные породы практически не содержат свободной воды. Однако в консолидированной коре имеются породы, в минеральном составе

которых содержится связанная вода. Подвергаясь метаморфической дегидратации, такие породы выделяют свободную воду [Маракушев, 1968]. Таким образом, в консолидированной коре, как основной арене действия сейсмических процессов, могут быть выделены зоны, в которых свободная вода присутствует в порах и трещинах пород, массивы, в которых связанная вода может высвобождаться при метаморфической дегидратации, и массивы практически безводных пород. В зависимости от наличия или выделения флюидов находятся реология коры и характер ее деформаций, в том числе при подготовке и в результате землетрясений.

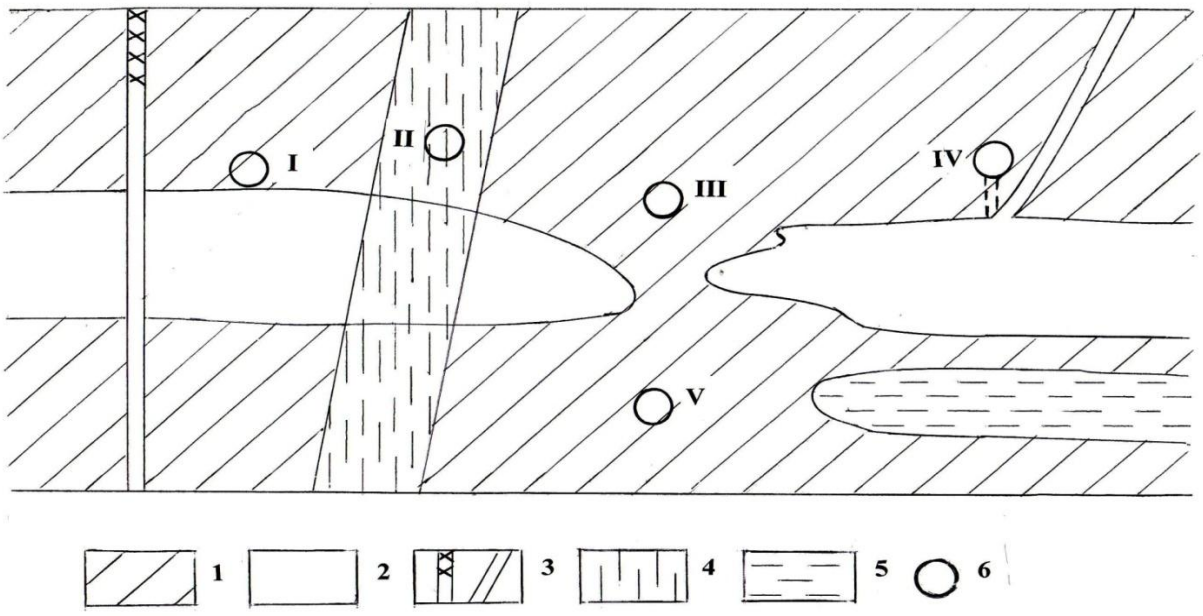


Рис. 1. Положение очагов землетрясений в фильтрационном поле консолидированной коры. 1 – массивы слабопроницаемые, практически сухие; 2 – 5 – флюидонасыщенные тела; 2 – субгоризонтальные зоны; 3 – субвертикальные и наклонные разломы (крестики – участки с изменением проницаемости); 4 – субвертикальные зоны концентрации очагов; 5 – зоны рассеянных скоплений флюидов; 6 – очаги землетрясений (пояснения в тексте)

Очаги, зародившиеся в безводной среде, в дальнейшем могут развиваться с участием флюидов, поступивших по трещинам из ближайших резервуаров либо выделившихся при подвижке во время образования разрыва, под действием фрикционного тепла и метаморфической дегидратации пород. По-видимому, при дальнейшем изучении развития деформации можно будет выделить очаги, образовавшиеся с участием флюидов, и без них. Процессы метаморфизма, широко распространенные в земной коре, не только сопровождаются выделением или поглощением воды, но и вызывают объемные эффекты, изменяют поле напряжений и могут служить источником сейсмических явлений. На этой основе была предложена метаморфогенная модель очагов землетрясений [Киссин, 1996]. Распределение сейсмичности в земной коре указывает на то, что очаги землетрясений концентрируются преимущественно в верхних частях или над кровлей слоев, содержащих флюиды. Так располагается большая часть очагов относительно субгоризонтальных флюидных систем (см. рис. 1). Это установлено для Байкальской рифтовой зоны, Северного Тянь-Шаня и некоторых других регионов [Киссин, Рузайкин, 2000]. Можно полагать, что приуроченность наиболее сейсмоактивных горизонтов земной коры к глубинам 10 – 25 км в какой-то степени определяется тем, что в этом интервале глубин чаще всего расположена кровля субгоризонтальных флюидных систем. В этой связи интересны выводы Н.К. Булина [2004], который отмечает тенденцию локализации очагов над протяженными зонами пониженных скоростей волн (волноводами) и указывает на приуроченность большей части очагов к субвертикальным плоскостям разрывов. Этот автор на касается роли флюидов, однако, его данные о распространении очагов и их близости к волноводам и субвертикальным разломам (т.е. флюидным системам) полностью согласуются с нашими данными.

Еще одним фактом, подтверждающим роль флюидов в подготовке и развитии очагов землетрясений, служит субвертикальное расположение очагов и афтершоков в некоторых регионах

[Шевченко и др., 2011]. Эти авторы обратили внимание на столбообразные структуры сейсмогенных зон, к которым относится ряд сильных землетрясений – Дагестанского, Алтайского, Нефтегорского, Врачских и др.Такие скопления очагов не находятся в соответствии с тектоническими структурами, а, вероятно, связаны с восходящими потоками флюидов из низов коры или верхней мантии, что соответствует современным представлениям.

Дилатансия и развитие трещиноватости, сопровождающие сейсмические деформации, способствуют появлению новых фильтрационных путей и усиливают миграцию флюидов. Поэтому в результате землетрясений увеличивается проницаемость земной коры, что, вследствие обратной связи, способствует дальнейшему развитию сейсмичности. Вероятно, это обстоятельство играет определенную роль в распространении афтершоков и их значительном преобладании сравнительно с форшоками землетрясений.

С учетом приведенных данных, на рис. 1 выделены различающиеся по обводненности и условиям миграции флюидов типы очагов землетрясений: I – в пределах флюидных резервуаров или по соседству с ними; II – множественные очаги на субвертикальных путях миграции глубинных флюидов; III – с притоком воды при метаморфической дегидратации пород в зоне разрыва; IV – с притоком воды по путям фильтрации при подготовке очага; V – очаги в безводных породах.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ВЛИЯНИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА НА СЕЙСМИЧНОСТЬ

Давно уже было отмечено, что влияние флюидов проявляется как спусковой механизм (триггер), а не основная причина землетрясений [Киссин, 1972]. Такое влияние флюидов, по-видимому, относится к наиболее распространенным триггерным факторам, но оно исключено на участках земной коры, где флюиды отсутствуют.

При рассмотрении этого влияния следует учитывать флюидную неоднородность земной коры [Киссин, 2013]. Если влияние землетрясений на распространение фильтрационных путей в земной коре достаточно известно, то изменения фильтрационного поля при подготовке сейсмических событий до сих пор не привлекали внимания. Между тем, этот фактор может иметь существенное значение при определении роли флюидов в механизме землетрясений и процессах их подготовки. При изучении предвестников землетрясений автором получены многие данные об изменениях фильтрационного поля в период подготовки землетрясений средней и большой магнитуды.

Подобные эффекты выявлены при многолетних наблюдениях за гидрогеодинамическими предвестниками, которые проводились в зоне Главного Копетдагского разлома (Туркменистан). Так, на Казанджикском участке, по скважине, пересекающей этот разлом, зафиксированы предвестники двух землетрясений на расстояниях 220 и 70 км (рис. 2, *а*). Перед вторым отмечено уникальное по амплитуде снижение уровня воды на 57 м. Интересно, что такое снижение зафиксировано только по одной скважине, вошедшей в разлом. Другие четыре скважины, пробуренные по обе стороны разлома на расстояниях до 1 км от него, не показали такой реакции (см. рис .2, а).

На рис. 2, *б* показан аналогичный предвестник по скважине в этом же разломе, вблизи Ашхабада перед землетрясениями в Копет-Даге, на эпицентральных расстояниях 90-220 км. По другой скважине, в 200 км к северо-западу от Ашхабада в зоне разлома зафиксировано быстрое снижение уровня на 11 м перед и во время роя землетрясений с $M_{мах} = 4.7$ в Копет-Даге. Предвестники землетрясений в виде быстрых снижений уровня воды с меньшей амплитудой наблюдались также по большинству других скважин в зоне Главного Копетдагского разлома. Причиной этих эффектов при подготовке землетрясений послужили подвижки блоков и повышение проницаемости указанного разлома, который изолировал друг от друга две гидрогеологические структуры – Копетдагскую и передового прогиба с соответственно высокими и низкими напорами подземных вод. Появления новых фильтрационных путей перед сильными землетрясениями были зафиксированы и в других регионах.

Влияние флюидов на сейсмичность земной коры имеет различные механизмы. Коснемся главных его проявлений.

1. Согласно теории прочности Кулона – Мора и принципу К. Терцаги, *сопротивление сдвигу зависит от давления флюида*

$$\tau = tg\ \rho\ (\sigma_n - \sigma_f) + c,$$

где ρ – угол трения, а $tg\ \rho$ – показатель, характеризующий трение на плоскости сдвига, σ_n – нормальное напряжение, σ_f – поровое давление флюида, с – сцепление. Давление флюида относится

к основным факторам, определяющим условия развития сдвига. Это давление растет с глубиной, и большинство сейсмических очагов земной коры принадлежит к зонам сверхгидростатических или литостатических флюидных давлений. Такое давление может возрастать в пределах очага, вследствие подвижек при развитии сейсмического разрыва, выделении фрикционного тепла, способствующего метаморфической дегидратации и генерации новых порций флюида.

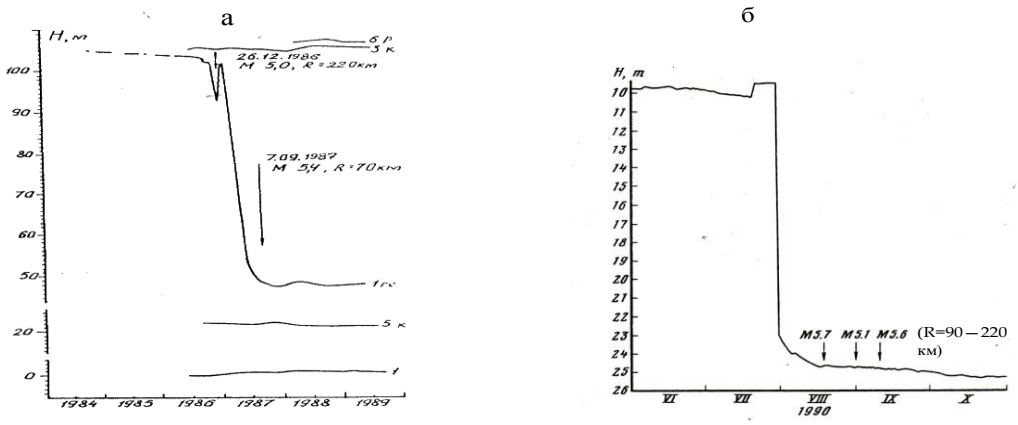


Рис. 2. Высокие и сверхвысокие амплитуды предвестников землетрясений при подвижке блоков в зоне Главного Копетдагского разлома (Туркмения). а – изменения уровня подземных вод (абс. отм.) в районе Казанджика, б – изменения глубины уровня по скважине 2 г в районе Ашхабада на расстояниях от эпицентров 90-220 км

2. Влияние флюидов на напряженное состояние среды оказывает *передача давления флюидов из более глубоких высоконапорных зон.* Давление передается через столб жидкости по субвертикальным фильтрационным каналам, которые соединяют флюидонасыщенные резервуары, расположенные на разных глубинах. На рис. 3 приведена схема распределения флюидных давлений в земной коре. Если очаги землетрясений расположены в зоне сверхгидростатического флюидного давления, в пределах проницаемого канала (разлома) давление флюидов p_1 в его верхней части приближается к литостатическому P_l, а при расположении в зоне литостатичского давления флюидов – превышает его $p_2 > P_l$. В верхней части канала создаются условия для гидроразрыва и распространения проницаемых трещин в вышележащие горизонты. Передача давления по вертикально ориентированным каналам зависит от различия плотностей флюида и вмещающих пород, а также перепада глубин ($h_2 - h_1$) и наличия слабопроницаемых пород в верхней части канала. Было установлено, что в ряде регионов проницаемость разломов резко возрастает перед сильными землетрясениями, что сопровождается большими гидрогеодинамическими эффектами [Киссин, 2013]. Если такой разлом проникает в зону очага, поступление высоконапорных флюидов активизирует подготовку землетрясения (рис. 4).

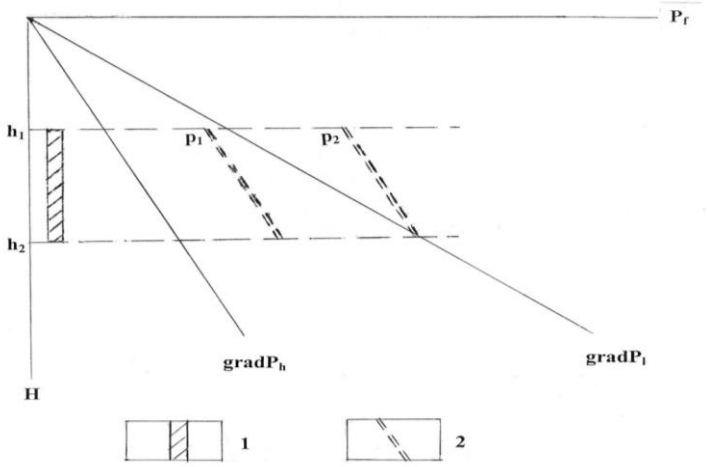


Рис. 3. Схема повышения давления флюида P_f при наличии флюидонасыщенного канала (разлома) в зоне очага на глубинах h_1 и h_2. 1 – флюидонасыщенный разлом; 2 – градиенты давления флюида в разломе. p_1 и p_2 – давления флюида в верхней части разлома при его положении в разных гидродинамических условиях. Градиенты флюидного давления: гидростатического $gradP_g$ и литостатического $gradP_l$

3. Повышение проницаемости фильтрационного поля при подготовке землетрясений и широко распространенное в результате толчков способствует увеличению восходящей миграции флюидов. Распространение трещиноватости и, в частности, трещин гидроразрыва, вероятно, служит одной из причин развития афтершоков и их существенного преобладания над форшоковыми деформациями. Сейсмический процесс с участием флюидов протекает в условиях самоорганизации: флюиды способствуют деформациям в очаге, при подготовке и в результате разрыва развиваются фильтрационные пути и возможно выделение флюидов в очаге.

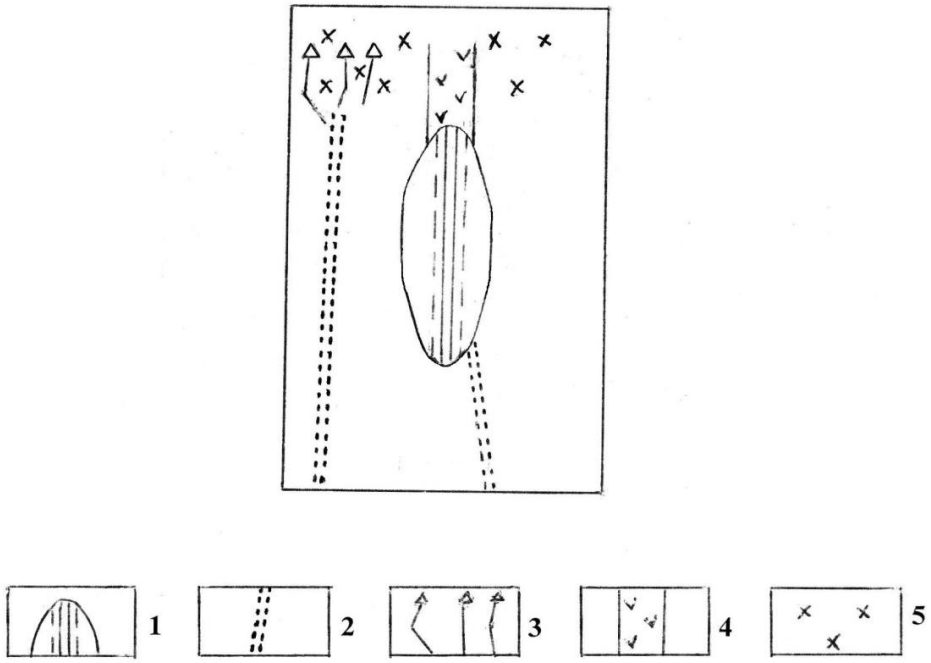


Рис. 4. Основные факторы влияния флюидного режима на развитие очага землетрясения. Очаг землетрясения: 1 – зона, прилегающая к магистральному разлому, борта разлома и примыкающие участки пород, измененных при смещениях; 2 – субвертикальные разломы, пути фильтрации флюидов; 3 – трещины и гидроразрывы. усиливающие фильтрацию во время и после толчка; 4 – развитие тонких трещин при участии эффекта Ребиндера, опережающее распространение главного разлома; 5 – афтершоки

4. Флюиды при развитии очага землетрясений оказывают не только механическое, но и *физико-химическое воздействие.* Несмотря на значительный прогресс исследовании эффекта Ребиндера и его участия в деформировании горных пород [Траскин, 2009; и др.], роль этого эффекта в развитии сейсмических очагов еще недостаточно выяснена. Вероятно, остается в силе утверждение, что адсорбционное ослабление прочности пород проявляется главным образом на последней стадии развития очага, когда возникают деформации, предшествующие магистральному разрыву [Киссин, 1971]. Можно полагать, что при этом повышается скорость деформаций и ,как следствие, их переход к хрупкому разрушению.

Отмеченные факторы влияния флюидов на развитие очага землетрясения приведены на схеме очага (см. рис. 4).

Изменения фильтрационных путей при подготовке землетрясений и распространение этих изменений на довольно большие эпицентральные расстояния прежде не были известны. С учетом указанных фактов может быть сделано заключение, что очаг, который зарождается в изначально сухой среде, при дальнейшем развитии может пополняться флюидами по возникшим путям фильтрации (тип IV) или при дегидратации под влиянием фрикционного тепла в зоне разрыва (тип III).

Изменения фильтрационного поля и сопутствующие им быстрые флюидные эффекты служат подтверждением упоминавшихся выше взаимных перемещений блоков и деформаций межблоковых промежутков перед землетрясениями. Судя по имеющимся данным, такие эффекты развиваются в наибольшей степени на границах блоковых систем с достаточно однородным напряженным состоянием. Эти перколяционные эффекты, выявленные по флюидным показателям, вероятно, будут обнаружены и по реакциям полей, связанных с флюидами (электропроводности и других), и должны изучаться как предвестники землетрясений, отражающие перемещения блоков. Остается открытым вопрос, в какой степени флюиды влияют на развитие трещиноватости, предшествующей

формированию сейсмического разрыва. Такое влияние, особенно при воздействии эффекта Ребиндера, должно в существенной степени сказываться на распространении микротрещин и сопутствующего излучения, которое служит одним из объектов наблюдений в целях прогноза.

ВЫВОДЫ

Краткое рассмотрение роли флюидов а формировании сейсмичности позволяет сделать следующие выводы.

1. Сфера влияния флюидов на подготовку и развитие сейсмических процессов значительно шире, чем это представлялось на прежних этапах исследований.
2. Воздействие флюидов является одним из основных факторов формирования реологических условий среды и развития очагов землетрясений, их изучение и выяснение путей миграции к очагам должно занять соответствующее место в прогнозных исследованиях.
3. Выделены типы очагов с различными условиями поступления флюидов и в безводной среде. Эти условия могут изменяться в процессе развития очага.
4. Установлено, что не только землетрясения, но и их подготовка вызывают интенсивное развитие фильтрационных путей. По-видимому, более разветвленная фильтрационная сеть, образовавшаяся в результате основного толчка, служит одним из факторов формирования афтершоков и их преобладающего распространения по сравнению с форшоками.
5. Сейсмический процесс с участием флюидов протекает в условиях самоорганизации: флюиды способствуют деформациям в очаге, при подготовке и в результате разрыва развиваются фильтрационные пути и возможно выделение флюидов в очаге.

ЛИТЕРАТУРА

Булин Н.К. Связь региональной сейсмичности северных и центральных районов Русской платформы с аномалиями скорости сейсмических волн в литосфере и геодинамикой смежных регионов // Литосфера. 2004. №1. С. 21-30.

Киссин И.Г. Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах // Известия АН СССР. Физика Земли. 1971. №3. С. 39–48.

Киссин И.Г. О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью // Советская геология. 1972. № 2. С. 68-80.

Киссин И.Г. Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 5. С. 679–682.

Киссин И.Г Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2009. 328 с.

Киссин И.Г. О взаимосвязи сейсмичности и фильтрационного поля земной коры //Доклады РАН. 2013. Т. 448. № 5. С. 583-587.

Киссин И.Г., Рузайкин А.И. Очаги землетрясений в поле геоэлектрических неоднородностей земной коры Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2000. № 7. С. 67-75.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука. 1968. 200 с.

Траскин В.Ю. Эффект Ребиндера в тектонофизике // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 2. М.: ИФЗ РАН. 2009. С.171-182.

Шевченко В.И., Арефьев С.С., Лукк А.А. Близвертикальные скопления очагов землетрясений, не связанные с тектонической структурой земной коры // Физика Земли. 2011. № 4. С. 16-38.

Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction: a physical basis // Science. 1973. Vol. 18. P. 803-810.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИДЕНТИФИКАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы идентификации измерений современных геодинамических (геодеформационных) процессов в последние годы существенно обострилась. Это обусловлено тем, что в арсенале исследователей изучающих современные деформации (вертикальные и горизонтальные смещения, наклоны и т.п.) земной поверхности появились спутниковые и скважинные методы измерений, которые внесли свою, подчас проблемную специфику в традиционные методы наземных геодезических и обсерваторских геофизических (наклономерно-деформометрических) наблюдений.

Сюда относятся такие базовые понятия как «чувствительность», «точность», «пространственно-временное разрешение», «абсолютно и относительно измеренные величины», «адекватность идентификации измеренных данных», которые используются в **теории измерения** физических (механических) величин**.** Ситуация усугубляется тем, что некоторые исследователи полагают, что **наблюдения** не являются **измерениями** в строгом смысле этого понятия, т.к. «полевая» специфика налагает ограничения, которые не свойственны строгим лабораторным методам.

Кроме того мониторинговые, повторные во времени измерения не воспроизводимы, т.к. повторить их в тех же условиях уже не возможно. Подчас это действительно так, но, по мнению автора, процедура *наблюдения* должна максимально приближаться к процедуре *измерения.*

Для этого необходимо проводить тщательный метрологический анализ системы «измерительный датчик – вмещающая среда». Причем это касается не только тривиальных оценок статистической значимости получаемых результатов с позиции теории погрешности наблюдений. Наблюдения только тогда становятся измерениями, когда удовлетворяют основным принципам (аксиомам) метрологии. Только в этом случае результаты наблюдений могут быть сравнимы, адекватно идентифицируемы и, следовательно, репрезентативны.

Ниже рассмотрен ряд проблем идентификации результатов наблюдений на примере некоторых современных средств «измерения» кинематики (смещений и деформаций) земной поверхности.

ТОЧНОСТЬ И ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

При рассмотрении вопросов метрологического обеспечения мониторинговых систем наблюдений принципиальную важность приобретают такие базовые понятия, как «точность» и «чувствительность» методов измерений.

Как следует из физических основ теории измерений, ***чувствительность*** (или разрешение) метода – это его способность к выявлению сигнала определенной амплитуды. ***Точность*** – это способность прибора (метода) выявлять *полезный* сигнал на фоне помех.

Так, например, самым чувствительным методом измерения геодеформаций является наклономерно-деформометрический. Для того, чтобы в полной мере выявить полезный сигнал на уровне максимальной чувствительности приборов – 10^{-9}-10^{-10} в единицах относительных деформаций, необходимо их заглублять (на 20 м и более) и помещать в специально оборудованные бункеры (камеры, штольни). Только в этом случае «точность» и «чувствительность» наблюдений будут совпадать.

Если, расположить эти приборы в неглубоком (3-5 м) подвале, то уровень метеорологических и экзогенных (антропогенных) воздействий существенно снизит точность наблюдений (до 10^{-5}-10^{-6} единиц относительных деформаций), в то время, как чувствительность датчиков останется, естественно, прежней. Иными словами, по мере заглубления высокочувствительного датчика, которое увеличивает его помехозащищенность, точность прибора приближается к его чувствительности. В этой связи иногда необходимо намерено «загрубить» уровень истинной чувствительности в зависимости от интенсивности действующих помех.

Поэтому, характеристики «точности» измерительного инструментов, декларируемые в проспектах фирм-изготовителей геодезического и геофизического оборудования – это, на самом деле, «чувствительность» измерительных устройств. Истинная точность этих методов (инструментов) будет объективно определяться конкретными условиями установки и режимом эксплуатации измерительного оборудования. Это тем более актуально в режиме полевой эксплуатации приборов.

Современное геодинамическое состояние недр – это многофакторное явление, которое обусловлено совокупностью природных и техногенных, эндогенных (глубинных) и экзогенных (поверхностных) воздействий, изменяющихся в пространстве и во времени.

В этом случае, возникает ситуация, когда более чувствительный прибор (метод), измеряющий современные геодинамические процессы, будет более эффективно регистрировать не только полезный сигнал, но и помехи.

Кроме того, следует иметь ввиду, что стандартное геодезическое (наземное и спутниковое) и геофизическое оборудование предназначено, в первую очередь, для стационарных, «однократных» съемок. Так, геодезическое оборудование используется для определения пространственных характеристик местности, а геофизическое для целей геологоразведки при поиске месторождений полезных ископаемых.

Задачи мониторинга, в первую очередь, требуют наличие многократных, повторных (в идеале непрерывных) измерений. А это накладывает дополнительные требования к фильтрации переменных во времени помех различной природы. Кроме того, при изучении современных деформаций земной поверхности принципиально важной является проблема закрепления измеряемых точек (реперов) на местности и их сохранность.

Классическая (наземная) геодезия за почти 2 века своего развития накопила значительный опыт по разработке различных типов (конструкций) реперов, которые используются в зависимости от грунтовых, геокриологических и климатических условий местности. При этом предусмотрены «антивандальные» мероприятия, сводящиеся к максимально возможному заглублению пунктов наблюдений. Это позволяет одновременно решать и вопросы повышения точности наблюдений и проблемы «маскировки» реперов.

Реализуя спутниковые системы измерений деформаций земной поверхности, например, ГНСС (ГЛОНАСС/GPS) напротив, стремятся в целях реализации антивандальных мероприятий располагать приемные антенны на крышах зданий и сооружений, что повышает степень сохранности оборудования, но существенно снижает точность наблюдений. Именно поэтому, ниже приведены примеры прямого сопоставления результатов спутниковых и наземных геодезических наблюдений деформаций земной поверхности.

Это очень важно еще и потому, что наземные геодезические методы при всей трудоемкости их полевой реализации, крайне просты и наглядны в методах обработки. В противоположность этому спутниковые наблюдения легче измеряются, но очень сложно, а подчас неоднозначно обрабатываются, что может привести к существенным искажениям итоговых оценок уровня современного геодинамического состояния недр.

В свете изложенного, ниже приведено обсуждение некоторых проблемных вопросов связанных с методами мониторинговых измерений на примере геодезической (спутниковой и наземной) и обсерваторской геофизической (наклономерно-деформометрической) подсистем геодеформационных наблюдений.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАЗРЕШЕНИЕ МЕТОДОВ.

При проведении дискретных (повторных) геодезических наблюдений принципиально важный вопрос заключается в установлении оптимальной пространственно-временной детальности измерений. Как правило, большая пространственная детальность наблюдений характерна для относительно коротких наблюдательных сетей и наоборот. При этом для наземных, например, нивелирных наблюдений, когда существует необходимость пешей передачи отметок между реперами, существует ограниченность по длительности между повторными измерениями. Именно поэтому значительные по пространственному охвату нивелирные наблюдения имеют редкую частоту опроса и малую густоту наблюдательных пунктов.

Отсюда вытекает важный вывод о существовании своеобразного «принципа неопределенности» при описании (измерении) современных геодинамических процессов: региональные процессы нельзя изучать системами измерений с повышенной пространственно-временной детальностью. При определении локальных характеристик недопустимо использование систем со значительными длинами профилей

(10 км и более) и длительными интервалами между повторными наблюдениями (5-10 лет и более).

Это соотношение можно выразить в виде следующей формулы:

$$\Delta X \cdot \Delta T \approx C \ , \qquad (1)$$

где: ΔX – длина профиля (км), $\Delta T = 1/\Delta t$ - частота повторения измерений (например, 1 раз в год), Δt – интервал времени между повторными измерениями, C – постоянная, имеющая размерность скорости, которая определяется производительностью измерений. Из выражения (1) следует, что увеличение длины профиля измерений должно приводить к уменьшению частоты опроса (увеличению интервала времени между повторными наблюдений) и наоборот.

Современные аномальные геодинамические процессы, особенно в зонах активных разломов являются существенно нелинейными. Эта нелинейность и неустойчивость во многом продиктована тем обстоятельством, что трещиноватая флюидонасыщенная среда разломной зоны является сложной системой, которая всегда готова к флуктуационному переходу из одного метастабильного состояния в другое.

Для учета этого фактора были приведены специальные методические процедуры «искусственного» изменения параметров измерительной сети. Для этого реальные данные многолетних, высокоточных и детальных (по профилю) измерений были подвергнуты выборочному анализу с переменным шагом опроса. Оказалось, что и временные и пространственные характеристики деформационного процесса, протекающего в зонах разломов, в существенной мере зависят от правильности выбора пространственно-временного интервала измерений.

На рис. 1, а представлены результаты высокоточных, многократных нивелирных наблюдений, проведенных с высокой пространственной (расстояние между реперами 50 м) и временной (еженедельной) детальностью на Камчатском геодинамическом полигоне [Кузьмин, 1999]. На рис. 1, б эти же данные представлены так, как будто измерения проводились менее детально в пространстве (через 200 м). На рис. 2, материалы измерений представлены через 100м и частотой опроса раз в полгода и раз в месяц, соответственно.

И, наконец, на рис. 3 при той же частоте опроса (раз в полгода) расстояние между реперами равно 500 м. Очевидно, что при более редких наблюдениях, как в пространстве, так и во времени, информативность геодинамического мониторинга резко и принципиально падает.

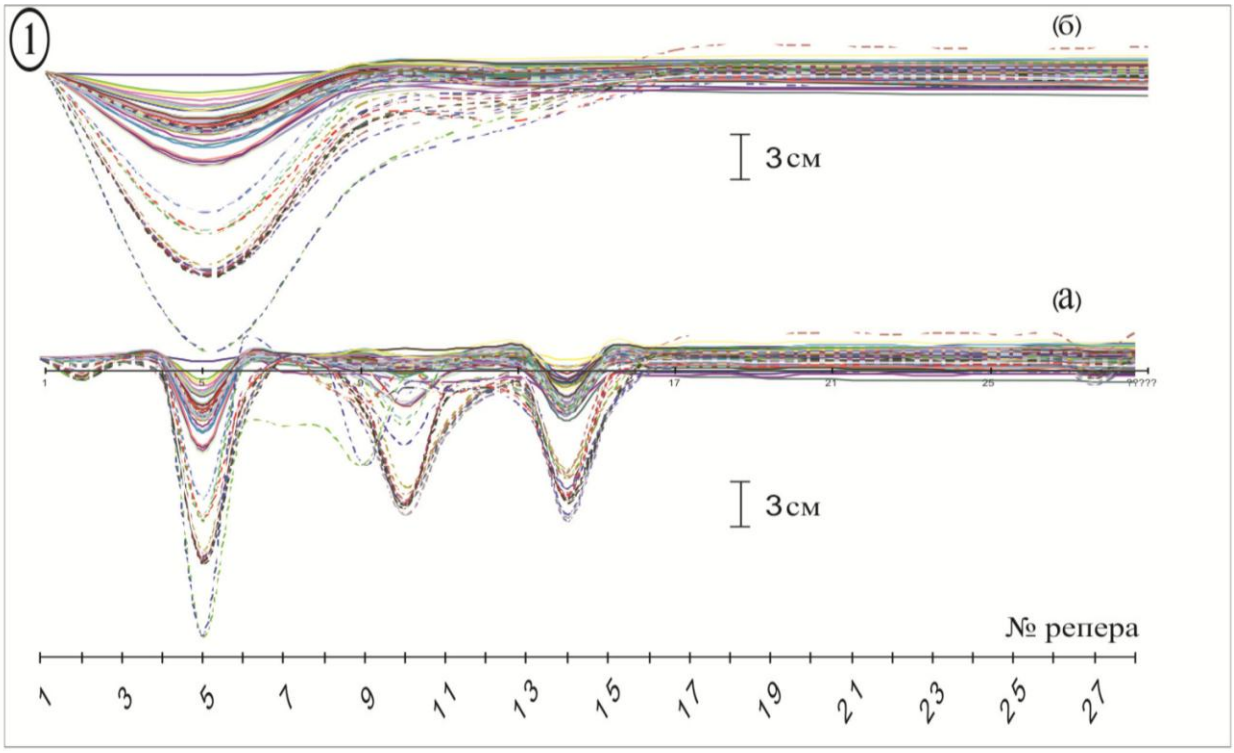


Рис. 1. Распределение вертикальных смещений земной поверхности вдоль нивелирного профиля. Расстояние между реперами 50 м (а) и 200 м (б), частота опроса 1 раз в неделю

Как следует из рис.1 (а) наибольшие, локальные просадки земной поверхности имеют место в 3 местах на профиле. Именно этот «трезубец» был выбран в качестве аномалий для дальнейшего описания происходящих изменений в зависимости от частоты опроса. Из рис. 1, б хорошо видно, что, начиная с 17-го репера по мере выхода из зоны опасного разлома, общая картина вертикальных смещений затухает.

Для дальнейшей оценки влияния густоты пунктов на пространственную детальность вертикальных смещений расстояние между реперами было увеличено до 100 м.

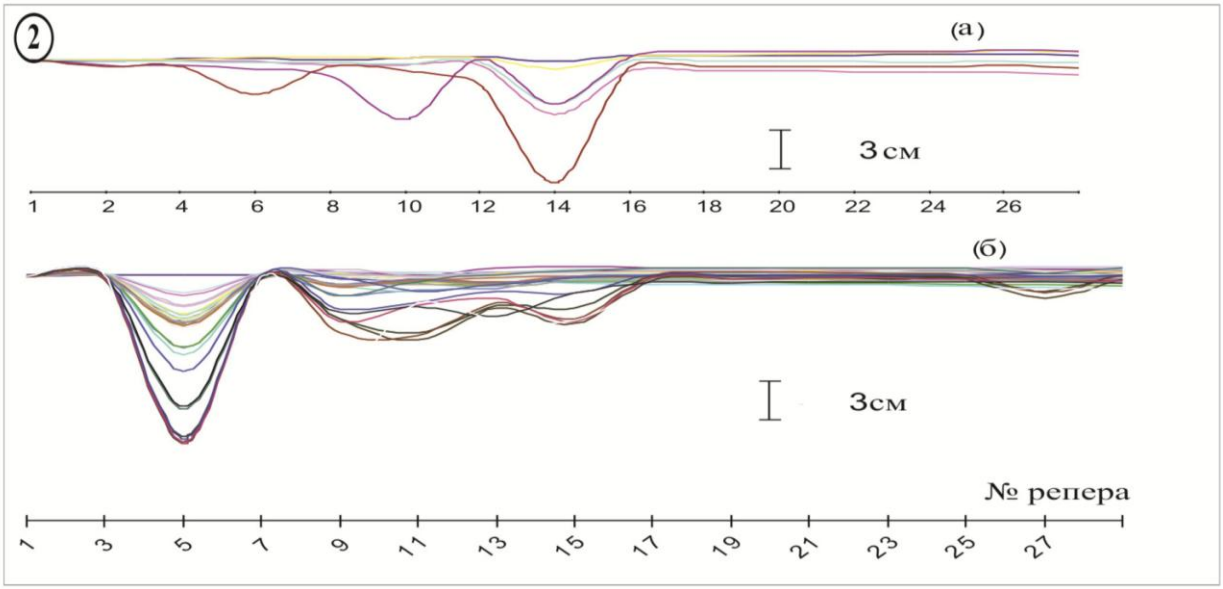


Рис. 2. Распределение вертикальных смещений земной поверхности вдоль нивелирного профиля при расстоянии между реперами 100 м и частотой опроса 1 раз в полгода (а) и 1 раз в месяц (б)

Видно, что при увеличении расстояния между реперами до 100м, а частоты опроса от 0.5 года до 1 раза в месяц (рис. 2), наблюдаются все 3 отмеченные ранее пика. Но теперь, за исключением репера 5, их величины уменьшились практически вдвое. При этом максимальное изменение смещений на рис. 2, а наблюдается в левой части профиля, а на рис. 2, б в правой.

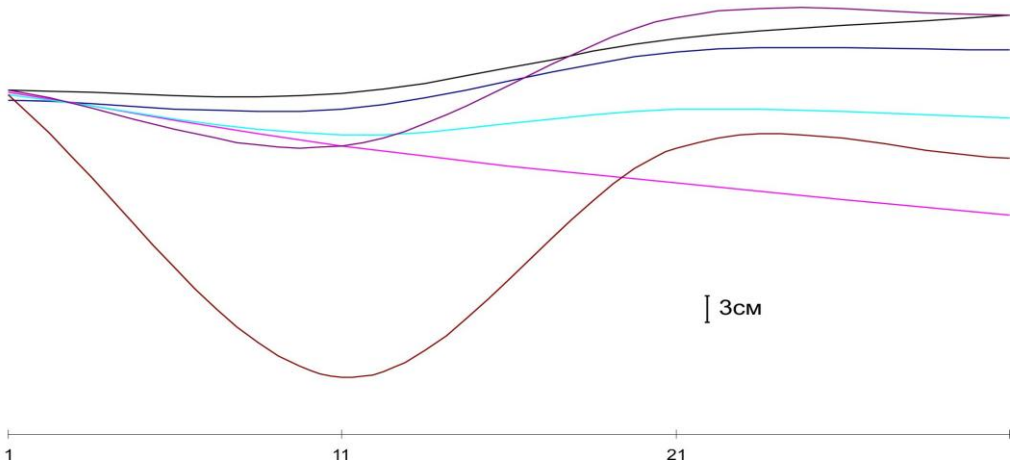


Рис. 3. Распределение вертикальных смещений земной поверхности вдоль нивелирного профиля при расстоянии между реперами 500 м и частоте опроса 1 раз в полгода

И, наконец, при достижении расстояния 500 м между пунктами полученный график (рис. 3) теряет любую возможность для интерпретации данных. Практически получается непредсказуемая картина распределения вертикальных смещений земной поверхности. При этом видно, что реальная картина смещений земной поверхности, измеренная в режиме с повышенной пространственно-временной детальностью, изображенная на рис. 1, а искажена полностью.

В этой связи становится очевидна необходимость проводить наблюдения, тщательно соблюдая

принцип соответствие между динамическими свойствами объекта и пространственно-временной детальностью измерений. Иными словами, нельзя редкими пространственно-временными сетями производить измерения локальных, быстропротекающих процессов.

По всей вероятности именно этими обстоятельствами обусловлены парадоксальные несоответствия в результатах измерения спутниковыми и наземными геодезическими системами наблюдений в зонах разломов таких сейсмоактивных регионов, как Камчатка, Калифорния и Копетдаг [Кузьмин, 2013].

Для учета этих обстоятельств полезно иметь ввиду два соотношения неопределенностей, которые известны из теории колебаний и волн. Первое соотношение связывает неопределенность (погрешность измерения) в определении волнового числа ΔK ($K = 2\pi/\lambda$) и неопределенность в пространственной детальности измерений (густоте наблюдательных пунктов) ΔX: $\mathbf{\Delta K \cdot \Delta X = 1.}$ Второе обуславливает взаимосвязь между погрешностью определения частоты наблюдаемого процесса $\Delta\omega$ и неопределенностью во временной дискретности наблюдений Δt: $\mathbf{\Delta\omega \cdot \Delta t = 1.}$

Из первого соотношения следует, что чем больше расстояние между пунктами наблюдений, тем большую длину волны λ (большую по пространственному размеру аномалию деформаций) можно выявить и наоборот. Второе соотношение утверждает, что более быстрые процессы необходимо регистрировать наблюдениями с повышенной частотой опроса.

АБСОЛЮТНЫЕ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Из основ метрологии следует [Шишкин, 2010] невозможность отождествления абсолютных и относительных характеристик измерений. Вместе с тем, хорошо известно, что существующие базовые характеристики процессов, которыми оперируют в современной геодинамике, а также методы их изучения в основном являются относительными.

Для демонстрации этого положения можно рассмотреть следующий мысленный эксперимент [Кузьмин, 1999, 2011]. Пусть на земной поверхности имеются два (*А* и *Б*) прочно закрепленных репера (два пункта наблюдений), которые ориентированы по азимуту «север – юг» таким образом, что пункт *А* расположен севернее пункта *Б*. Можно показать, что одному и тому же типу вертикальных движений «наклону на север» соответствуют пять принципиально различных по кинематике ситуаций:

1) Пункты *А* и *Б* равномерно перемещаются в вертикальной плоскости, но пункт А движется «вниз», а пункт Б «вверх»;

2) Пункт *А* перемещается «вниз», а пункт *Б* неподвижен;

3) Пункт *Б* перемещается «вверх», а пункт *А* неподвижен;

4) Пункты *А* и пункт *Б* перемещаются «вверх», но амплитуда перемещения пункта *А* меньше, чем пункта *Б*;

5) Пункты *А* и пункт *Б* перемещаются «вниз», но скорость перемещения пункта *Б* меньше, чем пункта *А*.

Аналогичным образом выглядит ситуация и с горизонтальными смещениями земной поверхности. В этом случае, например, абсолютному понятию «укорочение длины линии» будет соответствовать пять различных кинематических ситуаций с относительными горизонтальными смещениями поверхности и, следовательно, различными геодинамическими обстановками.

Это утверждение справедливо в первую очередь для систем наблюдений при малом количестве измерительных станций (обсерваторий) 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 полностью зафиксировать аномалию в пределах измерительной системы и определить «абсолютное» значение аномального 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 и объективную тектонофизическую идентификацию. В качестве примера можно указать локальное оседание поверхности для, например, левой аномалии движений на рис. 1, а.

В самое последнее время появилась возможность использовать в современной геодинамике абсолютные методы измерений с использованием спутниковых технологий (ГНСС наблюдения). Однако к настоящему времени, из-за отсутствия многократных GPS-измерений с повышенной пространственно-временной детальностью (расстояние между пунктами - 0.1-0.5 км, интервал между

повторными наблюдениями – 0.1-0.5 года) и дефиците информации по совмещенным (спутниковым и наземным) системам наблюдений, возникают существенные трудности при оценке степени адекватности (реальности), получаемых спутниковыми методами результатов. Кроме того, при переходе в абсолютный режим измерения, необходимо тщательно учитывать такие факторы, как земноприливные и тепловые (сезонные и суточные) смещения земной поверхности, которые в относительном режиме минимизируются самой технологией измерения.

Следствием этого явилось то, что практически все исследователи, которые изучают современные геодинамические процессы методами ГНСС наблюдений, прибегают к относительному методу измерений. Иными словами, выбирается пункт, который идентифицируется, как «твердый» (неподвижный), а все смещения на остальных пунктах вычисляются, по отношению к исходному. В этом смысле спутниковая геодезия ничем не отличается от наземной, кроме более легкой процедуры процесса измерения и слабой зависимости точности наблюдений от расстояния между наблюдательными пунктами.

Таким образом, для того, чтобы осуществлять надежную селекцию относительных и абсолютных смещений земной поверхности необходимо, чтобы наблюдательная сеть достаточно плотно и, по возможности, «целиком» накрывала область аномального деформирования земной поверхности.

ПРОБЛЕМА ИДЕНТИФИКАЦИИ ИЗМЕРЕННЫХ СМЕЩЕНИЙ

Согласно второй аксиоме метрологии результаты измерений должны быть адекватно идентифицированы. Если необходимо измерить вертикальную компоненту смещения, то вся измерительная процедура от типа сенсора, до обработки результатов должна быть направлена на установления именно вертикальной компоненты полного вектора смещений. Однако, возможны ситуации, когда измеренные прямым методом величины допускают неоднозначную (неадекватную) трактовку.

Так, например, широко известно, что наклон земной поверхности идентифицируется как горизонтальный градиент вертикальных смещений. Это полностью соответствует рассмотренным выше ситуациям с вертикальными перемещениями фиксированных точек земной поверхности. Но возможна и другая ситуация. Наклон поверхности может быть определен и как вертикальный градиент горизонтальных смещений.

Иными словами, в первом случае это наклон, измеряемый пузырьковым уровнем, лежащем на земной поверхности, который регистрирует угловые перемещения по горизонтали, а во втором – это наклономер, расположенный в достаточно глубокой скважине и фиксирующий уклонение от горизонтали. В первом случае наклон поверхности вызван неравномерным распределением вертикальных смещений по пространству, а во втором – неравномерным распределением горизонтальных смещений по глубине.

В работе [Кузьмин, 1982] выявлен эффект влияние горизонтальных деформаций на результаты изучения «вертикальных» смещений земной поверхности маятниковыми наклономерами. Оказалось, что из-за различной степени деформируемости осадочных горных пород и железобетонного пола, который ограничивал заглубленные в грунт наблюдательные постаменты, приборы фиксировали наклоны, обусловленные вертикальным градиентом горизонтальных смещений, что приводило к неадекватной идентификации, а, следовательно, к неверной интерпретации результатов измерений.

Другим, весьма ярким и убедительным примеров является пример идентификации измеренных смещений земной поверхности методом РСА-интерферометрии.

В последние годы большое внимание при мониторинге деформационных процессов на месторождениях углеводородного сырья (УВ) стали уделять использованию метода спутниковых съемок радарами с синтезированной апертурой (РСА интерферометрия или SAR по зарубежной терминологии). К настоящему времени выполнены исследования деформации земной поверхности этим методом на целом ряде нефтяных и газовых месторождений. В этих работах справедливо подчеркивается, что главными достоинствами метода являются возможность площадного охвата всей территории месторождения и относительно (по сравнению с традиционными методами) небольшие затраты на выполнение работ.

Вместе с тем, применение этого метода сопряжено с некоторыми проблемами идентификации (выявления) истинных смещений земной поверхности, поскольку сам принцип спутниковой интерферометрии относит этот метод к категории косвенных (не прямых). Как

известно из метрологии косвенные методы отличаются тем, что определение искомой величины достигается математическими преобразованиями исходных измерительных параметров.

Анализ имеющихся публикаций (отечественных и англоязычных) показывает, что вопрос о выявлении истинных значений компонент (X, Y, Z) полного вектора смещений земной поверхности по данным РСА интерферометрии освещен крайне скудно. Физический анализ измерения кинематики земной поверхности с позиций теории радиолокационного зондирования земной поверхности методом спутниковой радарной интерферометрии приведен только в англоязычной монографии Р.Ф. Хансена [Hanssen, 2001].

Все остальные публикации по теории метода, включая известную переводную монографию У.Г. Риса [2006], которая в оригинальном издании имеет название «Physical Principles of Remote Sensing» (Физические Основы Дистанционного Зондирования), а также недавно вышедшую монографию А.И. Захарова, О.И. Яковлева, В.М. Смирнова [Захаров и др., 2013], направлены на физико-математический анализ процедуры обработки данных и теорию формирования радиолокационных сигналов в зависимости от способа локации и условий отражения (рассеивания) их земной поверхностью.

В этой связи, в данной работе приведен подробный анализ этой проблемы и показаны ограничения, которые накладывает метод Радаров с Синтезированной Апертурой (РСА интерферометрии) на наблюдаемые параметры истинных смещений земной поверхности.

Известно, что данные РСА интерферометрии позволяют определять смещения в направлении на спутник LOS (от англ. line-of-sight – направление видения спутника) относительно выбранного в качестве точки отсчета радарного изображения. Аналогичным образом проводятся и оценки средних скоростей смещений для каждой отражающей площадки, рассчитываемые для заданных интервалов времени.

Поэтому, определение полного вектора смещений в форме трех составляющих: например, вверх (up), на север (n) и на восток (e) в рамках только РСА интерферометрии (без дополнительных данных) принципиально невозможно. Иными словами, имеет место ситуация, когда при одном известном значении (величины LOS-смещения) необходимо определить три неизвестные компоненты полного вектора смещений поверхности. В математике такие методы не известны.

Даже, если при анализе используются данные с двух треков, нисходящего и восходящего, для которых можно получить значения смещений для проекции вектора смещений на два различных направления, то и в этом случае задача не решается, т.к. по двум известным величинам необходимо определить три неизвестных компоненты полного вектора смещений

В отраслевом стандарте Газпрома (СТО ОАО «Газпром» 2-3.1-439-2010 «Методика проведения космического мониторинга состояния территорий горных отводов для обеспечения промышленной безопасности при добыче и хранении нефти и газа») для этих целей предлагается (стр. 36, раздел Д. 4 «Расчет вертикальных и горизонтальных составляющих смещений земной поверхности») следующее: «Фактически переход от смещений в направлении луча радара к смещениям вертикальным и горизонтальным осуществляется расчетным путем за счет ***умножения*** результирующего поля смещений на косинус либо синус угла съемки соответственно». Однако это приводит к очень сильному (порой принципиальному) искажению результатов определения истинных значений векторов смещения земной поверхности.

Как известно [Hanssen, 2001], вектор смещений (или вектор средней скорости смещений) имеет три компоненты (d_{up} , d_n , d_e) в направлениях (положительных) соответственно вверх (up), на север (n) и на восток (e). Тогда смещение в направлении LOS равно:

$$d_{LOS} = -\lambda \cdot \Delta\varphi / 4\pi = d_{up}\cos\theta - \sin\theta \cdot [d_n \cos\beta + d_e \sin\beta] \qquad (2)$$

где: d_{LOS} - смещение в направлении на спутник, λ - длина электромагнитной волны, излучаемой спутником, $\Delta\varphi$ - фазовый сдвиг, $\theta = \theta_{inc}$ угол видения, $\beta = \alpha_h - 3\pi/2$ - азимут направления видения, α_h - азимут орбиты спутника, который отсчитывается от направления на север по часовой стрелке (рис. 4).

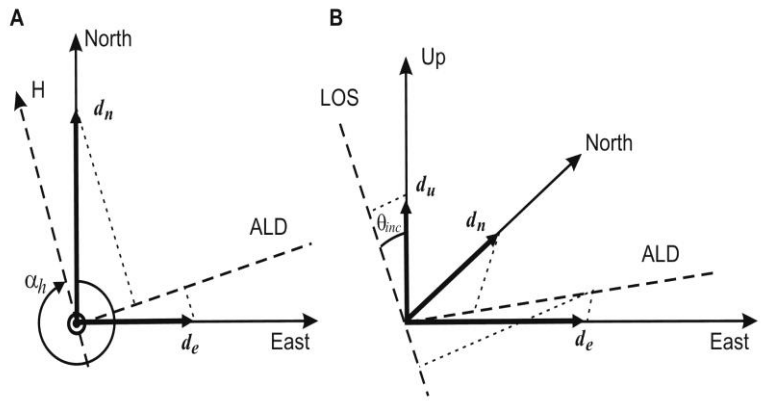


Рис. 4. Распределение компонент вектора смещений в направлении вверх, на север и на восток (d_{up}, d_n, d_e). А – Плоская картина (вид сверху), α_h - азимут орбиты спутника, который отсчитывается от направления на север по часовой стрелке, азимут направления видения $\beta = \alpha_h - 3\pi/2$. В – Трехмерная картина. $\theta = \theta_{inc}$ - угол видения

Анализ уравнение (2) показывает, что даже в отсутствии горизонтальных смещений, когда $d_n = d_e = 0$, то d_{LOS} - смещение в направлении на спутник не будет равно вертикальному смещению $d_{up.}$ Равенство «наклонного смещения» вертикальному возможно только, когда $\theta = \theta_{inc}$ (угол видения) будет равен нулю, что практически недостижимо в методе РСА интерферометрии.

Для перехода к практическим примерам необходимо рассмотреть детализацию уравнения (2) применительно к данным полученным с конкретных спутников.

Так, например, для нисходящего трека спутника ENVISAT имеем: $\theta = 23^0$, $\alpha_h = 194.4^0$, следовательно, $\beta = 284.4^0$. Для восходящего трека спутника ENVISAT: $\theta = 23^0$, $\alpha_h = 345.6^0$, следовательно, $\beta = 75.6^0$.

Отсюда, вычисляя значения радианной меры углов с точностью до одной десятой, можно найти:

$$d_{LOS} = 0.9 \cdot d_{up} - 0.01 \cdot d_n \pm 0.4 d_e \qquad (3)$$

Из формулы (3) следует, что вертикальная компонента существенно преобладает над смещениями на север, но вклад смещений на восток довольно значителен. При этом знак плюс соответствует нисходящему треку, в минус – восходящему, соответственно.

Таким образом, в общем случае пренебрегать вкладом горизонтальных смещений и считать, что регистрируется в основном вертикальная компонента нельзя. Это с очевидностью следует из формул (2) и (3). Здесь необходимо отметить **ошибочную** формулировку, которая дана в СТО ОАО «Газпром» 2-3.1-439-2010, где предлагается для перехода от значений d_{LOS} к горизонтальным и вертикальным смещениям применять операцию ***умножения*** на соответствующую тригонометрическую функцию (синус или косинус) результирующего поля смещений (см. приведенную выше цитату). Как видно из формул (2, 3) для этого необходимо применять операцию ***деления!!!***

В связи с этим, вопрос восстановления истинных компонент смещений земной поверхности в существенной мере зависит от соотношения вертикальных и горизонтальных компонент смещений в каждой точке исследуемой поверхности.

Как известно на разрабатываемых месторождениях УВ существуют две основные формы проявления деформаций земной поверхности: обширные просадки территории месторождения (или в маркшейдерской терминологии мульда сдвижений) и локальные просадки обусловленные активизацией разломных зон в процессе разработки [Кузьмин, 1999, 2004].

В геолого-геофизической, геодинамической и геомеханической практике в качестве модельных аналогов объемных моделей разрабатываемого пласта и разломной зоны, как правило, используются горизонтальная и вертикальная прямоугольная призма, соответственно.

В работе [Кузьмин, 1999] подробно описаны аналитические модели распределения вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности в окрестности объемных источников различной (включая прямоугольную) формы, которые являются модельными

аналогами рассмотренных выше деформационных процессов, обусловленных процессами разработки.

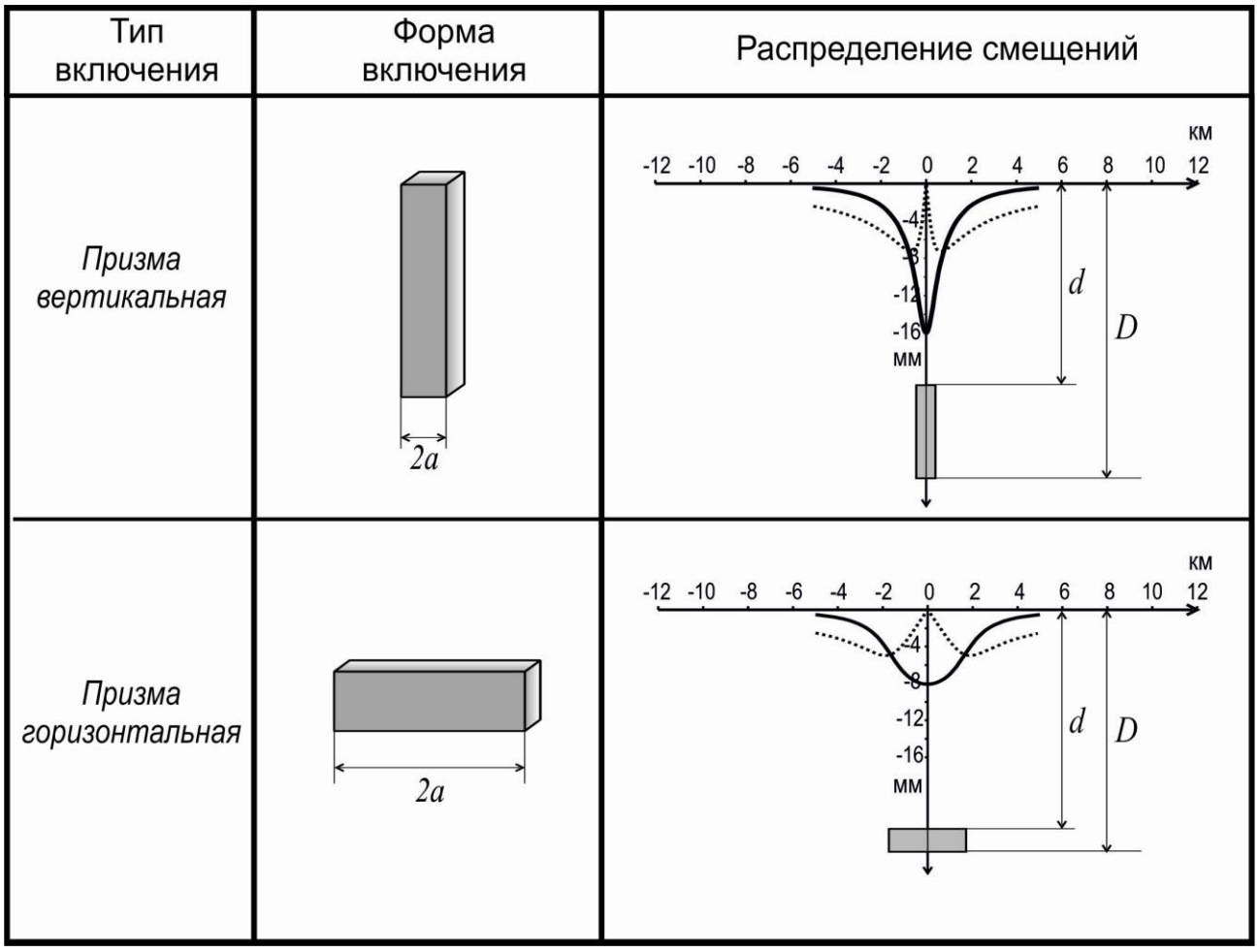


Рис. 5. Распределение расчетных вертикальных (сплошная линия) и горизонтальных смещений (пунктир) вдоль профилей, пересекающих вертикальный разлом (призму) и протяженный пласт, соответственно

Поскольку наглядное графическое сопоставление площадных распределений вертикальных и горизонтальных смещений в единой масштабной реализации трудно осуществимо, то на рис. 2 представлены результаты «профильного» варианта этих распределений от вертикальной и горизонтальной призм – модельных аналогов разлома и пласта, соответственно. Кроме того, подобное рассмотрение необходимо при прямом сопоставлении данных РСА интерферометрии с результатами полевых наблюдений наземными геодезическими методами.

Из рис. 5 видно, что в центральной части объектов вертикальные смещения максимальны, а горизонтальные равны нулю. Подобная ситуация характерна для всех объемных источников аномальных деформаций с различной конфигурацией формы (сфера, горизонтальный, вертикальный, круговой, эллиптический цилиндр, замкнутые дайки, лакколиты, силлы и др.). Различие заключается лишь в соотношении величин амплитуд вертикальных и горизонтальных смещений и особенностями его затухания с расстоянием [Кузьмин, 1999, Dzurisin, 2007].

Для рассматриваемой проблемы существенно важно то, что в центральной части объекта вертикальная компонента *всегда* существенно больше горизонтальной, а вблизи его границ, напротив, горизонтальная компонента начинает сравниваться, а затем и превалирует над вертикальной. В этой ситуации, в соответствии с формулами (2, 3) величина распределения d_{LOS} вдоль профиля, пересекающего активизированный разлом, и/или разрабатываемое месторождение будет существенно отличаться от симметричных кривых вертикальных смещений. Следует подчеркнуть, что величины в распределениях горизонтальных смещений вдоль профиля изображенные на рис.5 представлены «по модулю», т.е. без векторной ориентировки. В этом смысле

с вертикальными смещениями проблем нет, т.к. оседания целиком расположены в отрицательной части оси ординат и их распределение носит осесимметричный характер.

Если же использовать векторное изображение горизонтальных смещений и использовать тот факт, что смещения, например, на север (N) и восток (E) положительны, а на запад (W) и юг (S) – отрицательны, то их распределение по профилю будет иметь ассиметричный характер.

На рис. 6 представлен расчет распределения вертикальных и горизонтальных смещений от модели горизонтального пласта (горизонтальной призмы), в котором учитываются отмеченные выше соображения. Как видно из графика в восточной части профиля кривая d_{LOS} будет лежать выше (для нисходящего трека), чем кривая вертикальных смещений, а в западной части наоборот. Для восходящего трека ситуация будет зеркально обратной.

Второй формой аномальных геодеформационных процессов, которые возникают при разработке месторождений УВ, являются локальные просадки земной поверхности в зонах разломов. На рис. 7 представлены модельные результаты сопоставления распределения вертикальных смещений земной поверхности и d_{LOS} вкрест простирания разломной зоны, которая простирается в меридиональном направлении, для случая использования материалов ENVISAT.

Видно, что и в этом случае амплитуда расчетных вертикальных смещений больше, чем d_{LOS}. Кроме того, отмечается смещение максимумов, а кривые затухания вертикальных смещений и d_{LOS} попеременно превалируют друг над другом. При этом, отчетливо видно, что в правой части графика по данным РСА интерферометрии наблюдается небольшое поднятие поверхности (начиная со второго километра), которое остается значимым и в зоне, где вертикальные смещения устремляются к нулю. Подробное рассмотрение показывает, что кривая d_{LOS} пересекает нулевую ординату между вторым и третьим километром профиля, а вертикальные смещения достигают нуля в области восьмого километра. Смещение «нулевых» точек, таким образом, составляют в данном примере порядка пяти километров. В тоже время, левая часть графика показывает, что в районе седьмого километра профиля вертикальные смещения близки к нулю, а данные «вертикальных» смещений полученные по значениям d_{LOS} фиксируют уверенное оседание поверхности порядка 1 см.

С целью проверки выявленных закономерностей ниже приведены результаты прямого сопоставления данных о смещениях земной поверхности, полученных методом повторного нивелирования и РСА интерферометрии на конкретных месторождениях УВ.

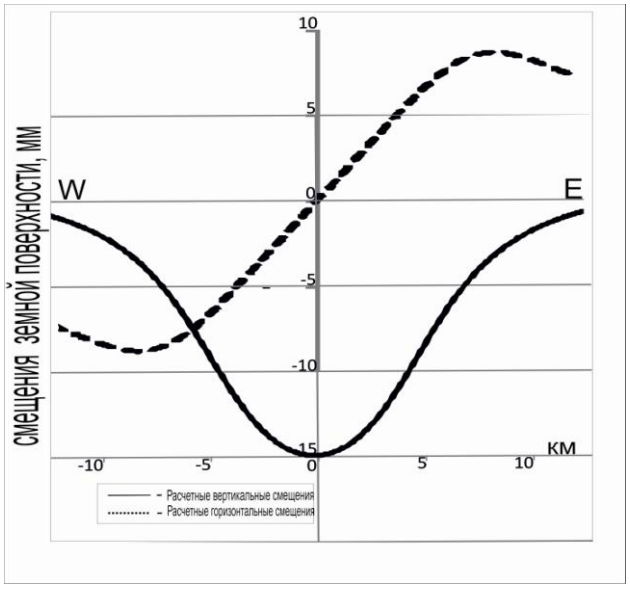


Рис. 6. Расчетные распределения вертикальных и горизонтальных смещений с учетом векторного отображения последних

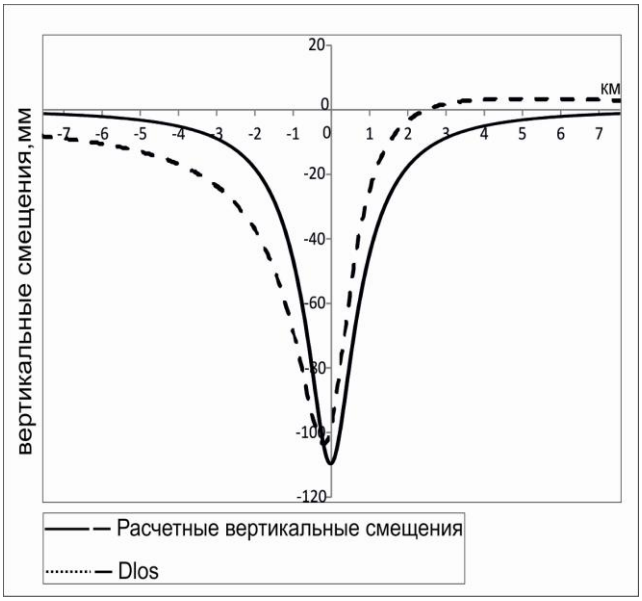


Рис. 7. Сопоставление распределения расчетных вертикальных смещений и d_{LOS} по профилю пересекающего разломную зону

В работе [Кашников, Кривенко, 2009] приведены результаты РСА интерферометрии на Астраханском газоконденсатном месторождении (АГКМ). Для интерферометрического анализа были использованы 14 радарных сцен 321 трека ENVISAT, которые охватывали период с октября 2003 по декабрь 2008 гг.

Было проведено сравнительное сопоставление данных РСА интерферометрии с материалами повторных нивелирных наблюдений II класса. На рис. 8 (верхний график) представлен совмещенный график центральной части оседания земной поверхности вдоль профиля от репера 5 до репера 9, взятый из рис. 4 статьи [Кашников, Кривенко, 2009]. В нижней части рисунка показаны результаты модельных оценок по формуле (3) проведенных для геолого-геофизических и промысловых условий АГКМ, которые приведены в [Кашников, Ашихмин, 2007].

Как видно, кривая смещений по данным РСА интерферометрии носит явно выраженный ассиметричный характер. Ее амплитуда имеет меньшее значение, а максимум оседания смещен на 2.5 км относительно максимума, полученного по данным нивелирования. Кроме того, в восточной части профиля кривая d_{LOS} проходит над кривой вертикальных смещений, а в западной части наоборот. При этом, нижний, модельный график на рис.8, который построен по формуле (3) с редукцией на реальное расположение наблюдаемого профиля практически полностью совпадает с результатами измерений.

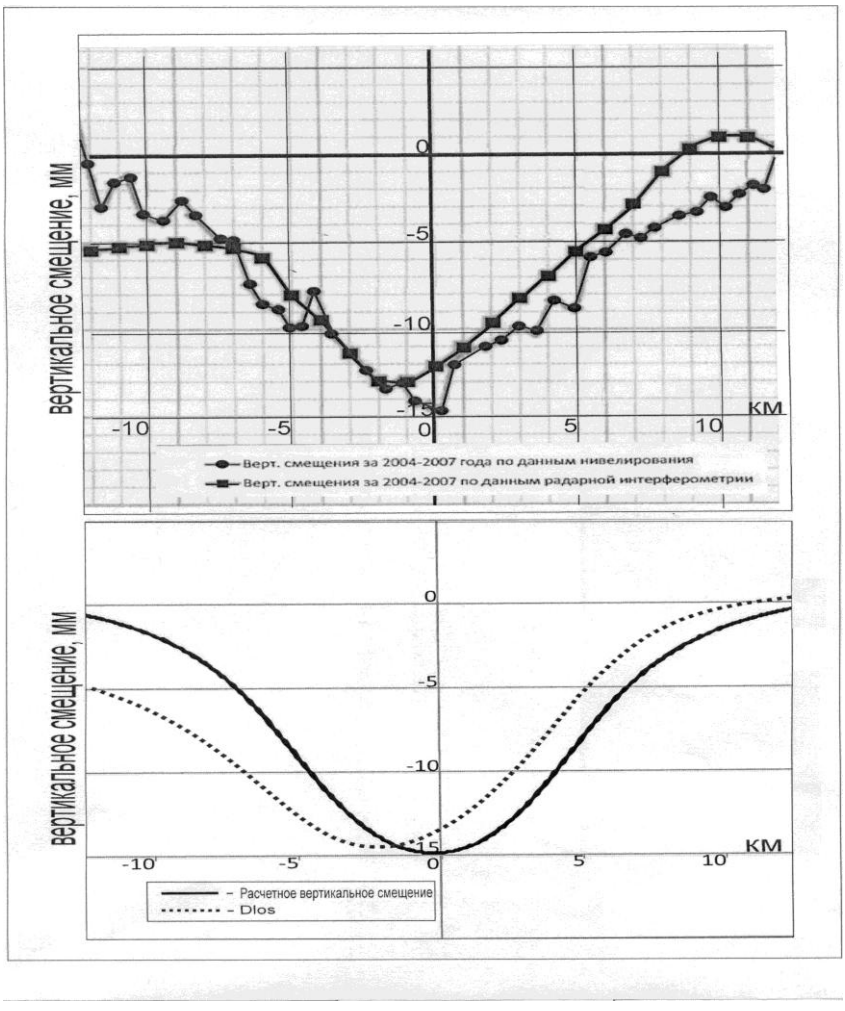


Рис. 8. Сопоставление результатов измерения вертикальных смещений земной поверхности по данным повторного нивелирования и РСА интерферометрии на Астраханском газоконденсатном месторождении

На рис. 9 показаны результаты сопоставления нивелирных и данных РСА интерферометрии на Гронингенском газовом месторождении (Нидерланды) [Ketelaar, 2009] за период 2003-2007 гг. Точность нивелирных данных соответствует точности нивелирования I класса в Российской метрологической системе погрешностей геодезических измерений. Для целей РСА интерферометрии использовались материалы 380 трека ENVISAT.

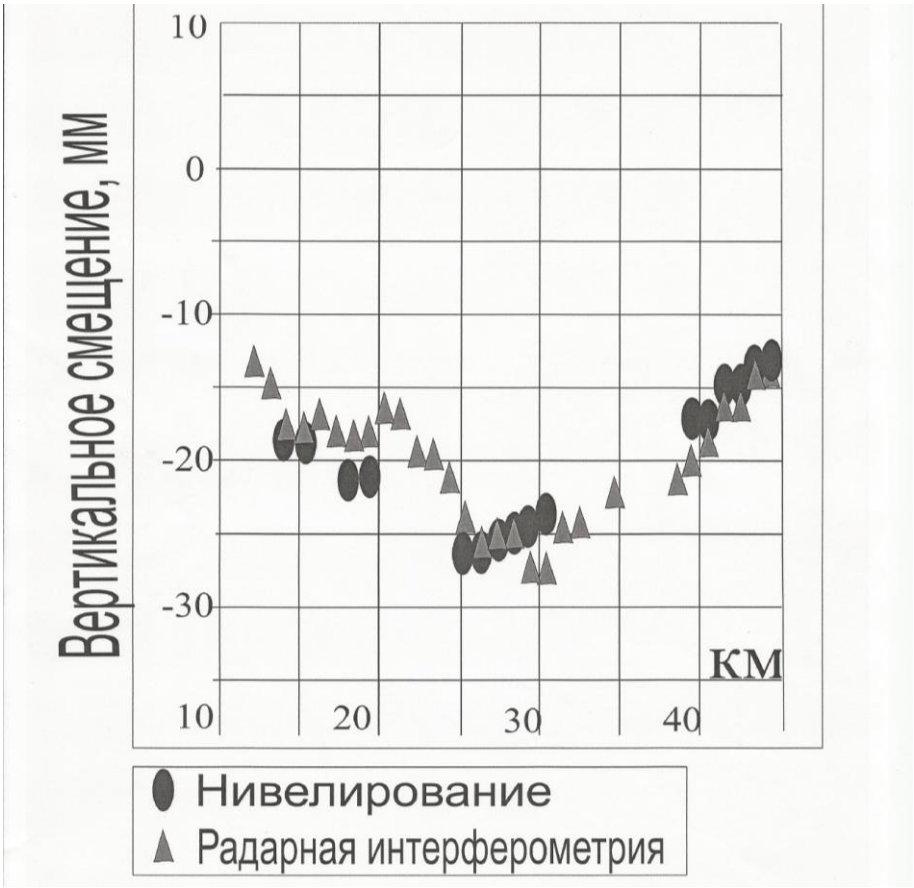


Рис. 9. Сопоставление результатов измерения вертикальных смещений земной поверхности по данным повторного нивелирования и РСА интерферометрии на Гронингенском газовом месторождении

Как следует из рисунка и в этом случае максимумы оседаний по нивелировке смещены относительно максимума просадок по радарным данным. Кроме того, в левой части графиков кривая нивелирования расположена ниже кривой оседания по данным РСА интерферометрии, а в правой части наоборот.

Отличие от данных по АГКМ заключается только в знаке смещения (влево или вправо) максимумов кривых и характере превалирования одних кривых затухания (например, нивелирных) над другими, что обусловлено особенностями конфигурации месторождения и ориентировкой нивелирного профиля.

Проведенное выше рассмотрение физических закономерностей формирования картины смещений земной поверхности по данным РСА интерферометрии показывают, что этот метод приводит к принципиальному искажению результатов измерений. Так, например, при изучении обширных просадок территории месторождения на разрабатываемых месторождениях УВ существенно искажается информация об истинной амплитуде оседания и местонахождения области локализация максимальных деформаций. Следовательно, не исключено, что угрожающий вывод о том, что мульда оседания на Тенгизском месторождении достигла берега Каспийского моря [Жантаев и др., 2012] может оказаться следствием сдвига максимума кривой, как это произошло на Астраханском месторождении (рис. 8). Необходимо провести редукцию данных радарной интерферометрии по формуле (2) либо путем использование данных о вертикальных и горизонтальных смещениях земной поверхности полученных с помощью высокоточного повторного нивелирования и ГНСС – мониторинга, которые проводятся на Тенгизском месторождении с 1989 г., либо проведя тщательное математическое моделирование по оценке соотношения вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности.

Еще более удручающая ситуация складывается при использовании РСА интерферометрии для анализа деформационной активизации разломных зон. Из рис. 7 следует, что разлом в форме вертикального раздвига (по морфолого-генетической классификации разломов М.В. Гзовского) будет отображен в данных радарной интерферометрии, как взброс или сброс в зависимости от характера взаимного расположения лежачего и висячего крыла разлома. Естественно, что подобная ситуация приведет к абсолютно неверной оценке напряженно-деформированного состояния разломной зоны,

которая проводится в рамках решения обратной задачи современной геодинамики разломов [Кузьмин, 1999].

Для выявления истинных смещений земной поверхности по данным РСА интерферометрии возможны три подхода.

1. Моделирование

Впервые, насколько известно автору, проблема искажения истинных смещений земной поверхности, возникающей при использовании методов РСА интерферометрии была затронута в монографии [Dzurisin, 2007]. В этой работе, посвященной мониторингу деформаций в вулканических областях, показана асимметрия пространственного распределения d_{LOS} от модели сферического источника расширяющегося на глубине. Причем отмечена зеркальная несимметричность распределения «вертикальных» смещений поверхности для условий восходящего и нисходящего треков. Для установления истинных смещений поверхности предлагается использование модельного расчета для введения соответствующих поправок в результаты интерферометрических наблюдений.

Аналогичная работа недавно выполнена группой специалистов из Института Физики Земли РАН [Михайлов и др., 2012] в которой предложена методика восстановления истинных смещений путем решения обратной задачи: определение неизвестных параметров выбранной модели так, чтобы расчетные данные наилучшим образом (в заданной метрике) согласовались с данными натурных наблюдений.

Следует отметить, что данный подход является эффективным только в том случае, когда известны априорные (до проведения измерений) сведения о доминирующем механизме деформирования земной поверхности: объемная деформация вулкана, большие сдвиговые деформации земной поверхности в очагах сильных произошедших землетрясений, интенсивная динамика оползневых процессов с известной плоскостью скольжения [Дмитриев и др., 2012) и т.п.

Деформации земной поверхности в условиях разрабатываемых месторождений УВ – многофакторное явление. Они формируются совокупностью природных (деформационная и сейсмическая активность разломов, экзогенные геологические процессы, включая геокриологию и т.д.) и техногенных факторов (добыча УВ сопровождающаяся падением или повышением пластового давления). Кроме того, детальность входных параметров модели зачастую оставляет желать лучшего. Особенно это характерно для физико-механических характеристик (особенно пористость и сжимаемость) пластов-коллекторов, которые необходимо редуцировать с учетом условий их естественного залегания. Все это существенно снижает возможности использование метода моделирования, как самостоятельного инструмента восстановление истинных смещений земной поверхности получаемых по данным РСА интерферометрии.

2. Использование данных геодезических наблюдений

Анализ соотношения (1) показывает, что для установления полного вектора смещений достаточно использовать либо данные по повторным ГНСС наблюдениям (горизонтальные смещения поверхности), либо по повторным нивелированиям (вертикальные смещения).

По существу данный подход может быть реализован, если последовательно выполнять требования, изложенные в упомянутом выше СТО ОАО «Газпром». В этом документе предложено, при выполнении мониторинга, дополнять метод РСА интерферометрии данными по повторным ГНСС и нивелирным измерениям.

Однако, с сожалением приходится констатировать, что даже после того, как СТО ОАО «Газпром» вступил в силу, появляются публикации, например, [Жантаев и др., 2012] в которых, по прежнему, метод РСА интерферометрии используется автономно, без привлечения данных наземных методов. Эти действия во многом понятны, поскольку комплексирование радарных данных с наземными наблюдениями в соответствии с СТО приведет к необходимости строительства наземных пунктов для проведения ГНСС и нивелирования, а также установку уголковых отражателей. А это существенно снижает одно из главных конкурентных преимуществ радарного метода по сравнению с традиционными – отсутствие полевых наблюдений и, как следствие, значительное понижение стоимости работ. Вместе с тем, как было показано, автономное использование метода радарной интерферометрии приводит к существенным искажениям истинной картины смещений земной поверхности, а это может привести к обесцениванию главного достоинства этого метода – площадного покрытия объекта наблюдений.

Кроме того, применение данного подхода затрудняется двумя существенных обстоятельства. Во-первых, пункты повторных геодезических наблюдений редко совпадают с положением

устойчивых отражателей, найденных по данным спутниковой интерферометрии, которые трудно определить заранее. Неясно будет ли выступать в качестве устойчивого отражателя тот или иной участок земной поверхности, объект инфраструктуры или одиночное строение. Гарантировать получение устойчивого отражения в заданной точке можно только путем установки в ней уголкового отражателя.

Во-вторых, чрезвычайно важно иметь ввиду, что число устойчиво отражающих площадок в районе промышленных объектов с развитой инфраструктурой в тысячи и более раз превосходит число наземных геодезических пунктов. В этой связи понятно, что с помощью, например, данных спутниковой геодезии можно перевести в значения вертикальных смещений только малую часть смещений, определенных в точках устойчивых отражателей.

Тем не менее, комплексирование методов обладающих различной пространственно-временной детальностью является, безусловно, перспективным направлением.

3. Гибридный подход

Для учета недостатков присущих обоим из рассмотренных выше подходов, автором предлагается гибридный метод, который сводится к совместному использованию результатов математического моделирования и данных комплексного мониторинга наземных и спутниковых систем. При этом предлагается систему наземных наблюдений (ГНСС и нивелирование) организовывать с учетом соотношения горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности по всей площади месторождения. Так, предлагается в местах интенсивной добычи сосредотачивать нивелирные измерения, а на периферии активного недропользования использовать ГНСС наблюдения. В зонах активных разломов целесообразно совмещать ГНСС и нивелирование. Это позволит провести оценку истинных смещений земной поверхности в фиксированных точках, которая будет являться, как входной информацией для математического моделирования и построения поля вертикальных и горизонтальных смещений по всей территории месторождения, так и тестом адекватности применяемых моделей. На финальной стадии проводится редукция данных в измеренном методом РСА интерферометрии площадном распределении d_{LOS} с последующим вычислением всех компонент полного вектора смещений земной поверхности. Таким образом, удается, используя главное преимущество РСА интерферометрии – площадной охват всего месторождения, выявлять истинные смещения земной поверхности и существенно минимизировать наземную систему наблюдательных пунктов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение физических основ идентификации результатов измерения в современной геодинамике показывает, что для адекватной тектонофизической интерпретации необходимо последовательно соблюдать основы физической метрологии. В особенности это касается косвенных методов измерений, к которым, в первую очередь, относятся современные методы спутниковых технологий измерения современных смещений земной поверхности. Тщательное соблюдение принципов соответствия пространственно-временных свойств наблюдаемого объекта соответствующим параметрам измерительных систем, адекватности измеряемых сигналов заявленным характеристикам точности и физической непротиворечивости идентификации результатов позволяют осуществлять эффективную и однозначную тектонофизическую трактовку наблюдаемых параметров современных геодинамических процессов.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ (№ 12-05-01127-а).

ЛИТЕРАТУРА

Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Киселева Е.А., Михайлов В.О., Смольянинова Е.И. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых процессов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, №2. С. 130-142.

Жантаев Ж.Ш., Фремд А.Г., Иванчукова А.В., Калдыбаев А.А., Нуракынов С.М., Кантемиров Ю.И., Никифоров С.Э. Космический радарный мониторинг смещений земной поверхности над нефтегазовым месторождением Тенгиз // Геоматика. 2012. № 1. С. 61-71.

Захаров А.И., Яковлев О.И., Смирнов В.М. Спутниковый мониторинг Земли: Радиолокационное зондирование поверхности. Изд. 2-е. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2013. 248 с.

Кашников Ю.А., Ашихмин С.Г. Механика горных пород при разработке месторождений углеводородного сырья. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр». 2007. 487 с.

Кашников Ю.А., Кривенко А.А. Определение оседаний земной поверхности при разработке газоконденсатных месторождений по результатам интерферометрической обработки радарных съемок. // Маркшейдерский вестник. 2009. № 3. С. 44-49.

Кузьмин Ю.О. О деформографическом эффекте по наклономерным данным // Физика Земли. 1982. №9. С. 67-71.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство Экономических Новостей. 1999. 220 с

Кузьмин Ю.О. Геодинамический риск объектов нефтегазового комплекса // Российская Газовая Энциклопедия, М.: Большая Российская Энциклопедия. 2004. С. 121-124.

Кузьмин Ю.О. Тектонофизические проблемы современной геодинамики. В кн. Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН. 2011. Т. 2. С. 19-52.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и парадоксы скоростей деформаций // Физика Земли. 2013. №5. С. 28-46.

Михайлов В.О., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Смольянинова Е. И., Тимошкина Е.П. Оценка полного вектора смещений земной поверхности и техногенных объектов по данным радарной спутниковой интерферометрии для областей разработки месторождений нефти и газа // Геофизические исследования. 2012. №3. С. 5-17.

Рис У.Г. Основы дистанционного зондирования. М.: Техносфера. 2006. 336 с.

Шишкин И.Ф. Теоретическая метрология. Часть 1. Общая теория измерений. Учебник для вузов. 4-е изд., перераб. и доп. СПБ.: Питер. 2010. 192 с.

Dzurisin D. Volcano deformation. Geodetic monitoring techniques. Springer. UK. 2007. 441 p.

Hanssen, R.F. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Academic Publishers. 2001. 308 p.

Ketelaar V.B.H. Satellite radar Interferometry. Subsidence monitoring Techniques. Delft University of technology, the Netherlands. 2009. 241 p.

СМЕНЫ ВОЛН В ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОРОУПРУГОСТИ И ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИКИ

В.Н. Николаевский

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

ВВЕДЕНИЕ

Одна из загадок современной сейсморазведки на нефть и газ состоит в том, что на предпочтительных, но обязательно низких частотах (10 – 20 Гц), в отражениях сейсмических волн четко видны залежи углеводородов. На этих частотах в плоскости продуктивного пласта удается выделять и текущий контур нефтеносности. Было замечено, что эффект низких частот срабатывает и в зонах «сейсмической тени», возникающей ниже газоносных массивов и обычно понимаемой как «мутность» (turbidity) геофизической среды. Много вопросов возникает и в связи с явлениями пассивной сейсмики. Например, почему в дневное время ее сигналы сильнее, чем в ночное? Иначе говоря, имеется целый комплекс взаимосвязанных вопросов, ответов на которые в литературе до сих пор не было.

Будем искать ответы в специфике волн в насыщенных пористых средах, для чего воспользуемся результатами моей докторской диссертации 1966 года (см. [Николаевский и др., 1970]), добавляя понятия как доминантных частот [Вильчинская и Николаевский, 1985], резонанса насыщенного флюидами пласта [Николаевский, 1988, 2008] и опыт вибро-воздействия на пласт А.В. Николаева и его бригады [Асан-Джалалов и др. 1988].

1. При насыщении пластов водой или нефтью возможны два вида продольных волн и одна поперечная. Эти волны различаются по типу деформаций, что особо существенно при наличии газа в системе.

Система динамических уравнений для пористых насыщенных грунтов и горных пород включает в себя балансы импульса и масс для твердой матрицы и жидкости, уравнения состояния для обеих фаз, а также обобщенный закон Гука (Николаевский и др. 1970). Как следует из уравнений Гиббса, составленных для рассматриваемой системы при использовании σ^{ef} - эффективных напряжений, пористость m не является параметром состояния.

Линейный вариант баланса количества движений можно записать как

$$(1-m)(\rho^{(s)}\frac{\partial v_i^{(s)}}{\partial t}-\rho^{(f)}\frac{\partial v_i^{(f)}}{\partial t})=\frac{\partial \sigma_{ij}^{ef}}{\partial x_j}+\frac{\mu}{k}(v_i^{(f)}-v_i^{(s)});\quad \rho^{(f)}\frac{\partial v_i^{(f)}}{\partial t}=-\frac{\partial p}{\partial x_i}-\frac{\mu}{k}m(v_i^{(f)}-v_i^{(s)}). \tag{1.1}$$

Балансы масс имеют вид:

$$\frac{\partial}{\partial t}(1-m)\rho^{(s)}+\frac{\partial}{\partial x_i}(1-m)\rho^{(s)}v_i^{(s)}=0;\qquad \frac{\partial}{\partial t}m\rho^{(f)}+\frac{\partial}{\partial x_i}m\rho^{(f)}v_i^{(f)}=0, \tag{1.2}$$

где v_i – скорость, ρ - плотность, индексы s и f означают, соответственно, твердую и жидкую фазы, k – проницаемости матрицы, p – давление в жидкости, μ - ее вязкость. Напомним, что истинная скорость движения жидкости связана со скоростью фильтрации w_i по правилу $v_i^{(f)}=w_i/m$.

Со времен Терцаги (1925 г.) эффективные напряжения, действующие в грунтах и пористых горных массивах, определяются как разница полного напряжения Γ_{ij} (в геомеханике, тектонического или горного) и порового давления:

$$\sigma_{ij}^{ef}=(1-m)(\sigma_{ij}+p\delta_{ij})=\Gamma_{ij}+p\delta_{ij}, \tag{1.3}$$

Эффективные напряжения действуют на контактах между частицами твердой фазы, что соответствует пружинкам на рис. 1.1.

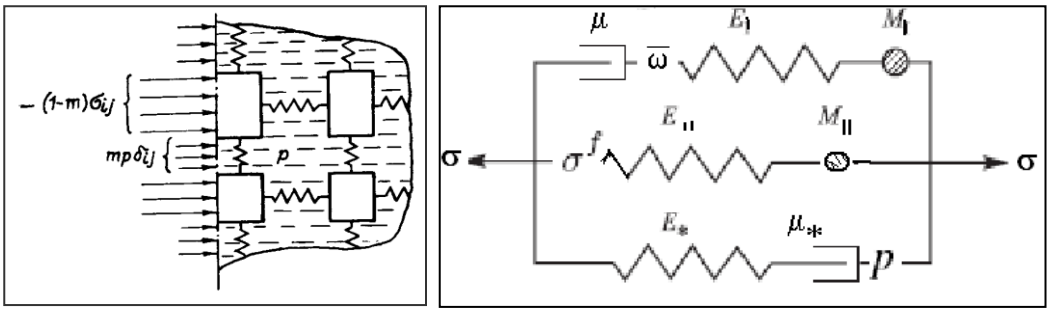


Рис. 1.1. Слева – схема распределения напряжений в жидкости и матрице. Справа – учет инерции фрагментов (зерен) матрицы (E – модули Юнга)

Замыкает систему уравнение определяющее реологию матрицы и уравнения состояния фаз:

$$\sigma_{ij}^{ef} = (K - \frac{2}{3}G)e^{e}\delta_{ij} + 2Ge_{ij}^{\ e} - \alpha^{(s)}KT^{(s)}\delta_{ij} + \beta^{(s)}Kp\delta_{ij}, \qquad (1.4)$$

$$\rho^{(s)}/\rho_0^{\ (s)} = 1 + \beta^{(s)}\sigma - \alpha^{(s)}T^{(s)}, \quad \rho^{(f)} = \rho^{(f)}(p,\ T). \quad \sigma = -\frac{1}{3}\sigma_{ij}\delta_{ij},$$

где введены упругие коэффициенты *K*, *G* пористой матрицы, а также средние (истинные) напряжения σ_{ij} и сжимаемость $\beta^{(s)}$ материала твердой фазы. При насыщении пор жидкостью (водой или нефтью) ее уравнение состояния линейно $\rho^{(f)}/\rho_0^{\ (f)} = 1 + \beta^{(f)}p - \alpha^{(f)}T^{(f)}$.. Температурными изменениями в сейсмике чаще всего пренебрегают.

Однако, для изучения резонансных эффектов, надо изучить и возможность собственных колебаний фрагментов среды. Если длина волны превосходит масштабы ее гетерогенных компонент, резонанс, порожденный их колебаниями, следует считать внутренним и учитывать его в замыкающей (кинетической) части системы уравнений. Поэтому реология должна учитывать и производные по времени:

$$\sigma^f + \sum_{q=1}^{n} a_q \frac{D^q\sigma^f}{Dt^q} = E[e + \beta^{(s)}Kp] + \sum_{q=1}^{m} b_q \frac{D^q e}{Dt^q}, \qquad (1.5)$$

Соответствующая математическая модель приводит к дисперсионной кривой, где резонанс понимается как отрицательное затухание в ограниченном интервале частот (доминантных), рост амплитуд которых ограничен нелинейной генерацией колебаний высших частот [Николаевский, 1988]. Можно показать, что вариант $n = 3$ и $m = 5$ в (1.5) соответствует левому рисунку 1.1, т.е. комбинации реологий по Фойгту и Максвеллу с введением двух внутренних концентрированных масс *M* размерности $[M] = [\rho]\,[L^2]$. Поскольку баланс количества движения включает в себя среднюю плотность ρ, этот рисунок содержит, по существу, внутренний линейный масштаб $d^2 = M/\rho$.

2. Как обычно, линеаризуем систему уравнений относительно скоростей смещений и введем волновые потенциалы – скалярный Φ и векторный Ψ_k:

$$v_i = \frac{\partial\Phi}{\partial x_i} + \varepsilon_{ijk}\frac{\partial\Psi_k}{\partial x_j}. \qquad (2.1)$$

Из линеаризованной системы уравнений для поперечной волны (*S*-волны) следует уравнение релаксационного типа

$$\Theta_\rho \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial^2\Psi_k}{\partial t^2} - c_{s\infty}^2\nabla^2\Psi_k\right) + \left(\frac{\partial^2\Psi_k}{\partial t^2} - c_{s0}^2\nabla^2\Psi_k\right) = 0, \qquad (2.2)$$

где фигурируют две волновые скорости

$$c_{s\infty}^2 = \frac{G}{(1-m)\rho_0^{(s)}} \quad , \quad c_{s0}^2 = \frac{G}{\rho_0}, \tag{2.3}$$

определяемые жесткостью матрицы *G*. Начальный импульс («замороженное» состояние) передается исключительно твердой матрице и полностью отсутствует в жидкости, где *G* = 0. Затем, из-за вязких сил за время релаксации

$$\Theta_\rho = \frac{k}{\mu} \frac{\rho_0^{(s)} \rho_0^{(f)}}{m_0(1-m_0)\rho_0}, \tag{2.4}$$

жидкость также вовлекается в движение («равновесное» состояние). Время релаксации зависит от проницаемости *k* по Дарси и инерций фаз. В "равновесном" состоянии обе фазы вовлечены в движение, а плотностью становится ее среднее значение: $\rho_0 = (1-m_0)\rho_0^{(s)} + m_0\rho_0^{(f)}$.

Продольные волны (*P* - волны) распространяются согласно уравнению, включающему несколько волновых операторов:

$$\begin{gathered} \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2}\right) + \\ +\Theta_\rho \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} - c_+^2 \frac{\partial^2}{\partial x^2}\right)\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} - c_-^2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2}\right) = 0, \end{gathered} \tag{2.5}$$

Здесь использованы сводные коэффициенты:

$$\begin{gathered} c^2 = \frac{1}{\rho_0}\left(K + \frac{4}{3}G + a_3 + a_2 + 2a_1\right); \\ 2c_\pm^2 = c_1^2 + c_2^2 \pm \sqrt{\left(c_1^2 - c_2^2\right)^2 + 4c_{12}^2 c_{21}^2}; \\ c_1^2 = \frac{1}{m_0\rho_0^{(s)}}\left(K + \frac{4}{3}G + a_3\right); \qquad c_2^2 = \frac{a_2}{(1-m_0)\rho_0^{(f)}}; \\ c_{12}^2 = \frac{a_1}{m_0\rho_0^{(s)}}; \qquad c_{21}^2 = \frac{a_1}{(1-m_0)\rho_0^{(f)}}; \\ a_1 = \frac{m_0(1-m_0-\beta^{(s)}K)}{\beta}; \qquad a_2 = \frac{m_0^2}{\beta}; \\ a_3 = \frac{(1-\beta)^2 - M_0^2 - 2m_0(1-m_0-\beta^{(s)}K)}{\beta}; \quad a_4 = \frac{m_0^2\mu}{k}. \end{gathered} \tag{2.6}$$

Здесь $\beta = (1-m_0)\beta^{(s)} + m_0\beta^{(f)}$ – средняя сжимаемость пористой среды.

Итак, *P* – волнам соответствует уравнение четвертого порядка, то – есть существуют две волновые моды. В первой (волна P_1) направления движения твердых и жидких частиц совпадают, а во второй (P_2) - противоположны.

Проще всего разобраться с этими волнами на примере мягких горных пород (грунтов), которые определяются условием малости отношения объемных модулей матрицы и зерен, ее слагающих:

$$\varepsilon = \beta^{(s)}K << 1. \tag{2.7}$$

Использование ε как малого параметра сводит систему (2.5) – (2.6) к двум динамическим модам деформаций. Для первой моды P_1 получаем уравнение динамики порового давления:

$$\Theta_\rho \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} - c_{P\infty}^2 \nabla^2 p\right) + \left(\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} - c_{P0}^2 \nabla^2 p\right) = 0, \tag{2.8}$$

которая характеризуется "замороженным" и "равновесным" состояниями с волновыми скоростями, зависящими только от сжимаемостей фаз:

$$c_{P\infty}^2 = \frac{1}{\rho_\infty \beta}, \quad \frac{1}{\rho_\infty} = \frac{1-m_0}{\rho_0^{(s)}} + \frac{m_0}{\rho_0^{(f)}}, \quad c_{P0}^2 = \frac{1}{\rho_0 \beta}. \tag{2.9}$$

В “замороженном” состоянии обе фазы получают равный импульс $\rho_0^{(s)} v_i^{(s)} = \rho_0^{(f)} v_i^{(f)}$. , а в равновесном состоянии равны скорости смещений $v_i^{(s)} = v_i^{(f)}$. Время релаксации Θ_p остается тем же (2.4).

В волнах P_2 деформирование матрицы происходит как бы в отсутствии жидкости, но они возможны только при уходе жидкости из пор:

$$\begin{aligned} &(1-m_0)\frac{\partial v_i^{(s)}}{\partial x_i} + m_0 \frac{\partial v_i^{(f)}}{\partial x_i} = 0; \qquad && m_0 \rho^{(f)} \frac{\partial v_i^{(f)}}{\partial t} = -m_0 \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{m_0^2 \mu}{k}(v_i^{(s)} - v_i^{(f)}); \\ &(1-m_0)\rho_0^{(s)} \frac{\partial v_i^{(s)}}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{ij}^{(ef)}}{\partial x_j} - (1-m_0)\frac{\partial p}{\partial x_i} - \frac{m_0^2 \mu}{k}(v_i^{(s)} - v_i^{(f)}); \qquad && \sigma_{ij}^{ef} = (K - \frac{2}{3}G)e\delta_{ij} + 2Ge_{ij}, \end{aligned} \tag{2.10}$$

поскольку $e = div\ \mathbf{v}^{(s)}$. Заметим, что (2.10) включает в себя и также *S*-волны, описываемые (2.2). Можно выделить уравнение для потенциала волны P_2:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} + c_*^2 \nabla^2 \Phi + \frac{\mu(1-m_0)}{k m_0}\frac{\partial \Phi}{\partial t} = 0, \qquad c_*^2 = \frac{1}{\rho_*}(K + \frac{4}{3}G), \tag{2.11}$$

скорость которой c_* содержит иную эффективную плотность:

$$\rho_* = \frac{(1-m_0)}{m_0}\frac{\rho_0^{(s)}\rho_0^{(f)}}{\rho_\infty} = \frac{1-m_0}{m_0}\rho_0^{(s)}\rho_0^{(f)}\left(\frac{(1-m_0)}{\rho_0^{(s)}} + \frac{m_0}{\rho_0^{(f)}}\right). \tag{2.12}$$

Важен случай "сухой" пористой среды или с газом малого давления. когда $\rho^{(f)} \to 0$ при $p \to 0$, а эффективная плотность $\rho_* = (1-m_0)\rho_0^{(s)}$, равна реальной плотности матрицы. Это означает, что в предельном случае насыщения пор газом *волны* P_2 и есть *обычные сейсмические* волны.

Наоборот, при *полном насыщении пор жидкостями* наблюдаема *волна* P_1, а (2.11) практически вырождается в уравнение диффузии: волну P_2 можно обнаружить либо на очень коротких расстояниях или же в трещиноватых породах (проницаемость ≥ 100 дарси).

3. Система уравнений (2.5) – (2.6) для продольных волн в сцементированных породах сложнее, поскольку в нее входят одновременно сжимаемость и матрицы и самих твердых частиц. Для анализа ее дисперсионного уравнения используют (со времен Френкеля – Био) разложения по частоте ω/ω_c, где ω_c – критическая частота проявлений ультразвука (отклонений от закона Дарси).

Ныне – применяют численные методы расчета. Пример такого рода расчета дал Д.Н. Михайлов [2006]. Он использовал типичные значения параметров среды, причем ω_c = 19080 Гц. Его результаты приведены на рис. 3.1 и 3.2 для данных их следующей таблицы:

m	k, м^2	K, Па	β_1, Па$^{-1}$	ρ_1, кг/м^3	β_2, Па$^{-1}$		ρ_2, кг/м^3		μ, Па · с	
					Вода	Газ	Вода	Газ	Вода	Газ
0.25	$1.8 \cdot 10^{-11}$	10^8	$2 \cdot 10^{-10}$	2500	$2 \cdot 10^{-9}$	$2.4 \cdot 10^{-6}$	1000	2	10^{-3}	$2 \cdot 10^{-5}$

Видно, что в водонасыщенном горном массив волна P_1 распространяется со скоростью 1000 – 3000 м/с практически без затухания, тогда как волна P_2 имеет скорость в сотни метров и менее, но практически она не наблюдаема (затухание в сотни раз больше). Деформирование пор в волне $\boldsymbol{P_2}$ выжимает жидкость в соседние поры, и вязкое сопротивление по закону Дарси быстро ее подавляет. Именно этот случай разбирается всюду в руководствах по сейсмике нефтяных пластов

.

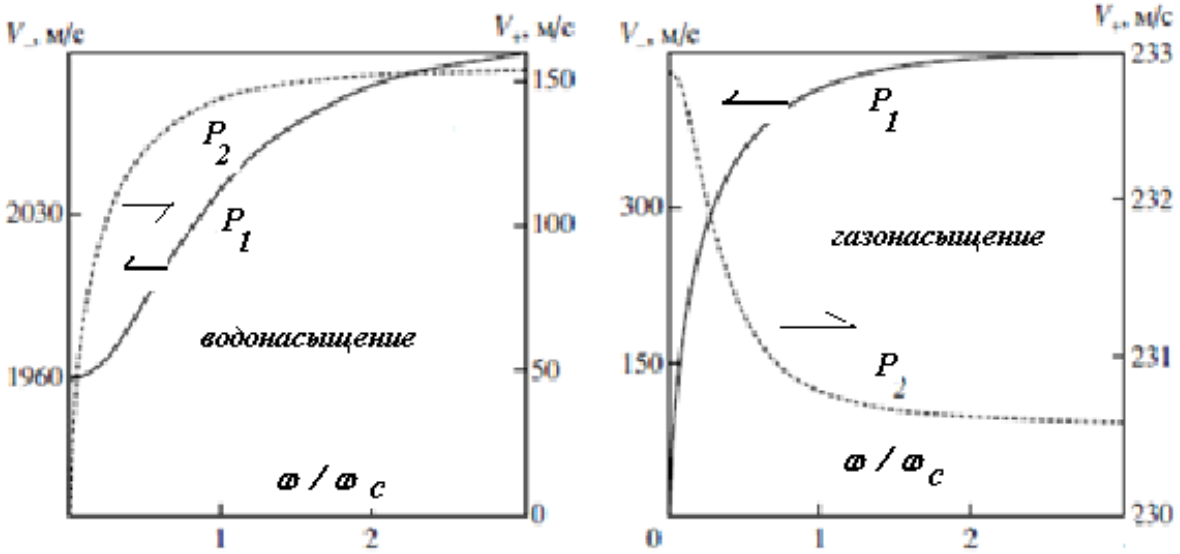


Рис. 3.1. Расчетные скорости волн для водонасыщенных и газонасыщенных пород в зависимости от частоты и их типа

Однако, все меняется при насыщении породы газом. Действительно, скорость обоих волн снижается до сотни метров в секунду, а наблюдаемой становится волна P_2, поскольку затухание первой волны $\boldsymbol{P_1}$ примерно в 100 раз превосходит затухание второй $\mathbf{P_2}$. И это принципиальный момент, пропущенный в литературе по сейсмике.

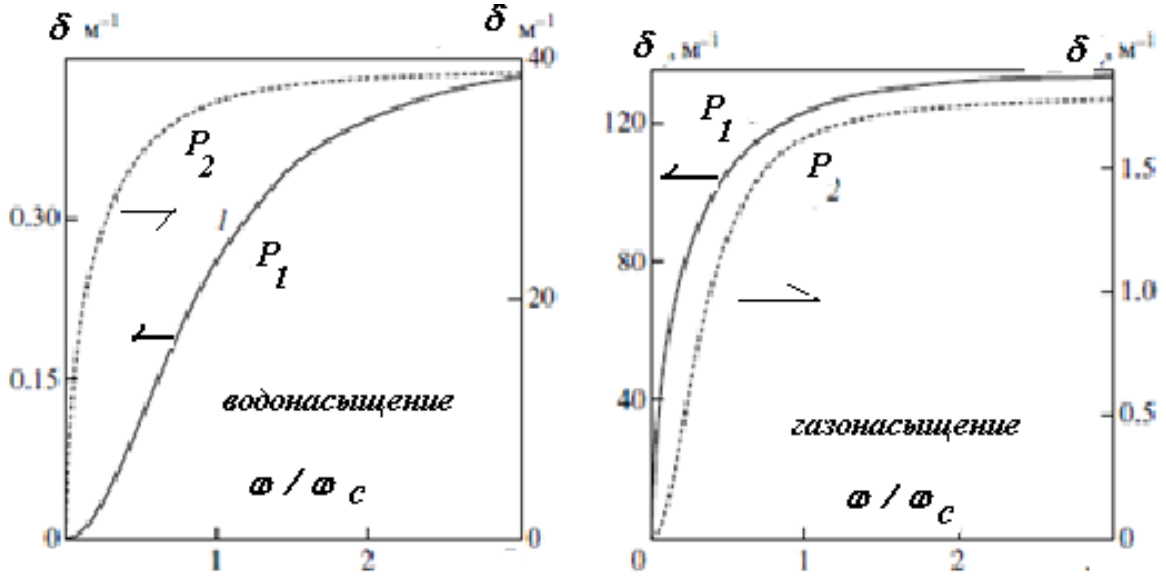


Рис. 3.2. Расчетные затухания δ в зависимости от насыщающего флюида, частоты и типа волн

Эти данные несколько меняются с ростом порового давления в газе, так как растет и плотность и вязкость газа. На рис. 3.3 приведены расчеты из доклада [Mikhailov, 2004]. Видна происходящая с ростом - частоты и давления в газе -смена типов наблюдаемых волн.

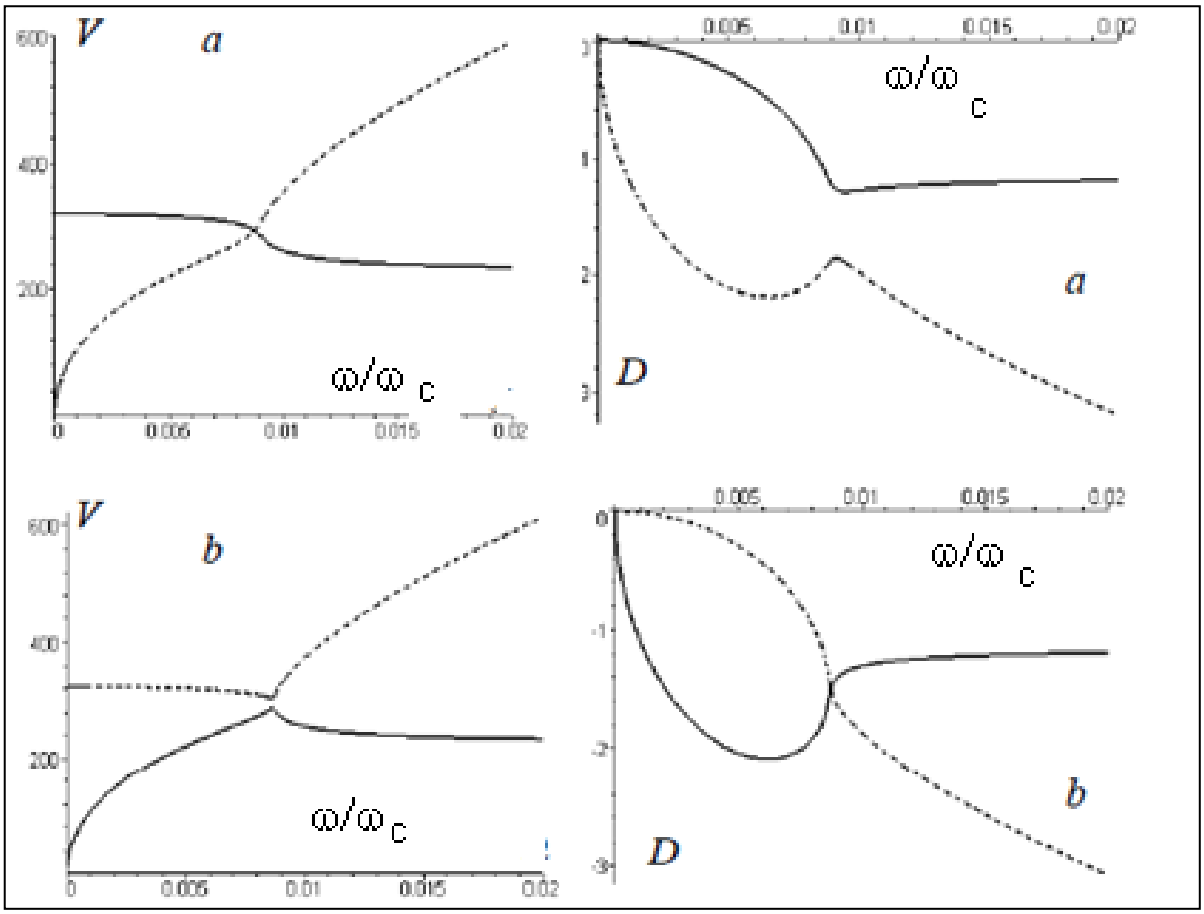


Рис. 3.3. Изменения скорости V и диссипации D волн P_1 (пунктир) и P_2 (сплошная линия) с частотой ω и давлением (5.10^5*Па – a ;* 6.10^6*Па* - *b*) в газовой фазе

Эксперимент [Kolesnikov, Mednykh, 2004] с запуском ультразвуковой волны (P_1) в водонасыщенную среду показал (рис. 3.4), что входе зарождается также низкочастотная волна P_2. Этот факт подтверждает общее правило [Deresievich, 1962, Степанов, 1965] – на каждой границе раздела в массиве порождаются все типы волн (включая S – волну, при косом падении возбуждающей волны).

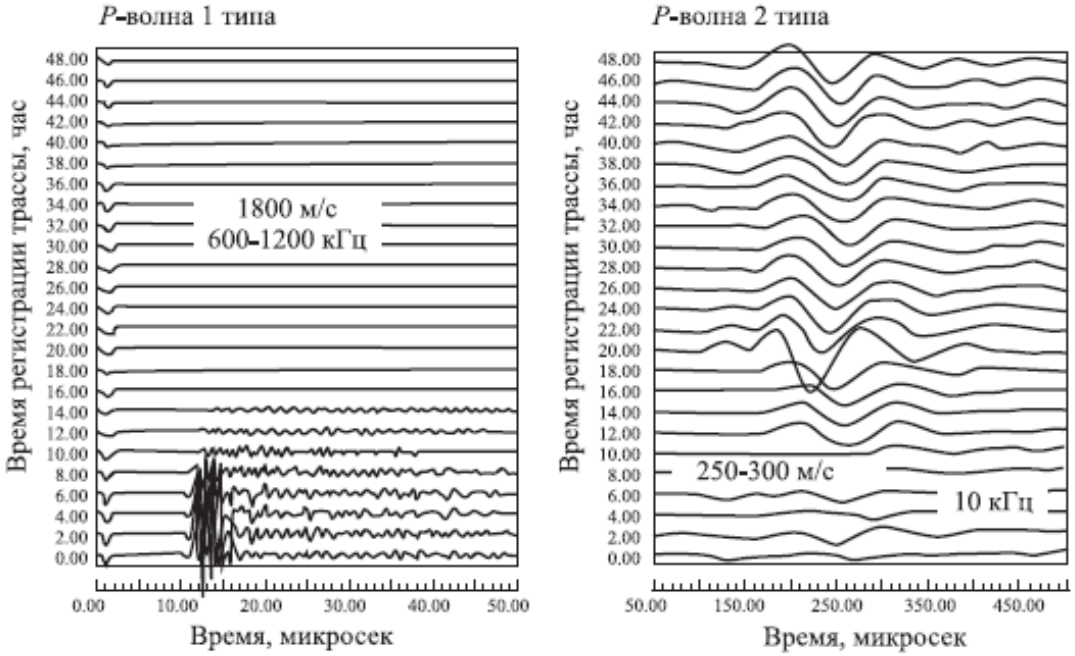


Рис. 3.4. Одновременная регистрация обоих продольных волн при водонасыщении среды

Если учесть разницу в затухании волн (рис. 3.2), граница нефтяного месторождения или водного пласта *де факто* не транспарентна для волны P_2 , а **границы** газовой залежи – волны P_1. Тем самым, газовые пласты отсекают волны P_1, но **пропускают** медленные **волны P_2 низких частот.**

В результате, ниже отражающих газовых горизонтов возникает сейсмическая тень (seismic shadow), изображенная на рис. 3.5 - из статьи [Schroot, Schüttenhelm, 2003], отражения в которой на высоких частотах крайне слабы:

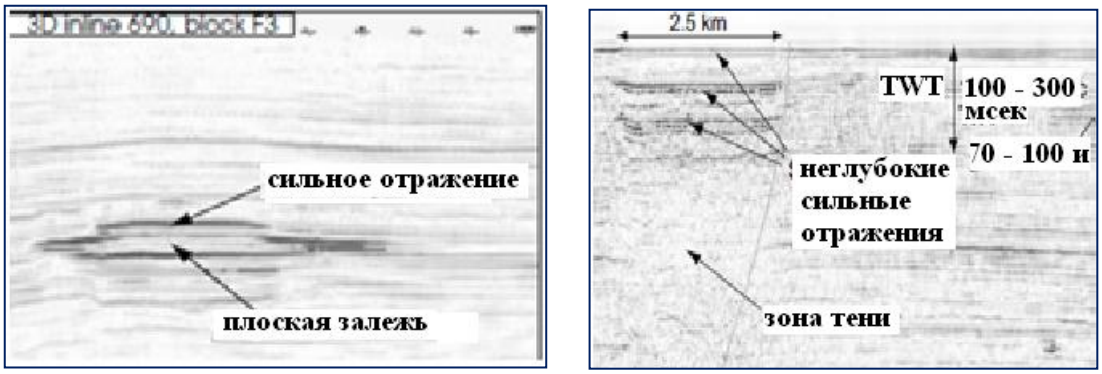


Рис. 3.5. Обнаружение газовой залежи и сейсмической тени (для частот в 3,5 кГц) в глинистых осадках морского дна

Практически всегда (но не абсолютно всегда) наблюдается одна сейсмическая продольная волна, но меняется ее тип и, что важно для фиксации отражения, и ее частота. Природа появления новых частот связана с эффектами резонанса и нелинейности. Здесь следует упомянуть работы О.Ю. Динариева при моем участии [Динариев, Николаевский, 2005; Николаевский, 2010 - 2012]. Еще раз, сейсмические *P* - волны меняют свой тип на уровне грунтовых вод или на подошве газовой «шапки» нефтяного месторождения или хранилища газа в артезианском пласте.

Волна, падающая на пористую газонасыщенную среду из атмосферы, генерирует первую *P* - волну (называемую в акустике волной по "газу" или "воздушной" волной). Волна по газу затухает из-за вязких потерь внутри каналов относительно очень жесткой пористой матрицы. В этом случае нагрузка, приложенная к твердой фазе, весьма мала, и среда играет роль адсорбера для звуковых волн. Импульс, приложенный к твердой матрице, распространяется в ней как волна второго рода.

Демпфирование звука в газонасыщенных пористых средах (адсорберах звука) определяется как вязким сопротивлением при перетоках газа, так и из-за нагрева газа при сжатии и необратимой отдаче тепла матрице, обладающей весьма большой теплоемкостью. Полное затухание волн есть сумма вязкой и температурной частей; и, согласно оценкам [Николаевский и др., 1970], они имеют один порядок .

4. На рис. 3.2 было показано, что реализуемая волновая скорость (P_2) в газонасыщенном пласте на порядок ниже, чем в водо-нефте-насыщенном пласте, поскольку $c_{p0} = 1900$ м/с, $c_{p\infty} = 2200$ м/с, $c_* = 140$ м/с. и в сплошной горной породе (c ~2 – 3 км/с).

Важным критерием служит соотношение скоростей продольных и поперечных волн. Оно таково: в известняках *Vp/Vs* = 1.9, в доломитах *Vp/Vs* = 1.8, и *Vp/Vs* = 1.6 в низко-пористых песчаниках. С ростом пористости (трещиноватости) песчаников *Vp/Vs* достигает значения 1.8.

При переходе волн сверху вниз через зеркало грунтовых вод измеряемое число *Vp/Vs* возрастает в 10 раз, поскольку опять же в сухих грунтах наблюдаемой является волна P_2, а в водонасыщенных – волна P_1. Причем скорость поперечной волны практически не меняется. Это обстоятельство, в частности, объясняет скачок A = *Vp/Vs* в зонах временной дилатансионной пористости (мелких трещин) перед землетрясениями [Николаевский 2010] и при обнаружении газовых залежей методом AVO (по аномальному уменьшению амплитуды скорости).

Действительно, из теории упругости известно, что соотношение скоростей *P* и *S* волн определяется коэффициентом Пуассона *Pr* (0.25 <*Pr* <0.5), а именно:

$$A = V(P)/V(S) = \sqrt{((K + 4G/3)/G)} = \sqrt{(2 - 2Pr)/(1 - 2Pr)} \qquad (4.1)$$

причем $3 < A < \infty$.

Если *наоборот*, определять *Pr*, измеряя волновые скорости, то получим неправильное "динамическое" значение *Pr*

$$Pr = \frac{1}{2}\frac{2 - A^2}{1 - A^2} = \frac{1}{2}\frac{2V_s^2 - V_p^2}{V_s^2 - V_p^2} \qquad (4.2)$$

Впрочем, формула (4.2) полезна для обнаружения *газового* месторождения - по аномально низкому значению $\boldsymbol{P_r}$ ~ 0.1 (когда $A = 1.5$), см. также рис. (4.1). Рост давления газа в порах еще больше уменьшает P_r, например, до 0.04, и это далеко выходит за рамки возможных природных изменений упругих модулей. Обратно, вторжение воды увеличивает α до *2.38*.

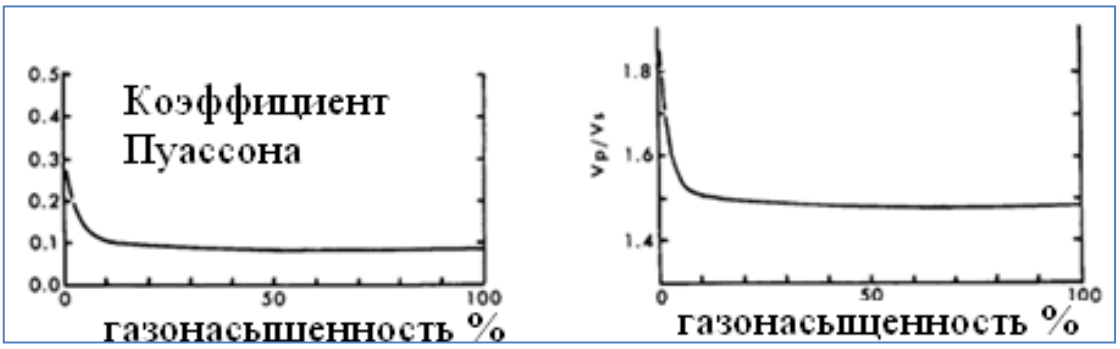


Рис. 4.1. Изменения динамического коэффициента Пуассона с газонасыщенностью [Ostrander, 1984]

Нефтяные месторождения выделяются в водных бассейнах за счет присутствия газов в "живой" (gassy) нефти. Это самая важная особенность при сейсмической разведке или вибро - воздействии на пласт.

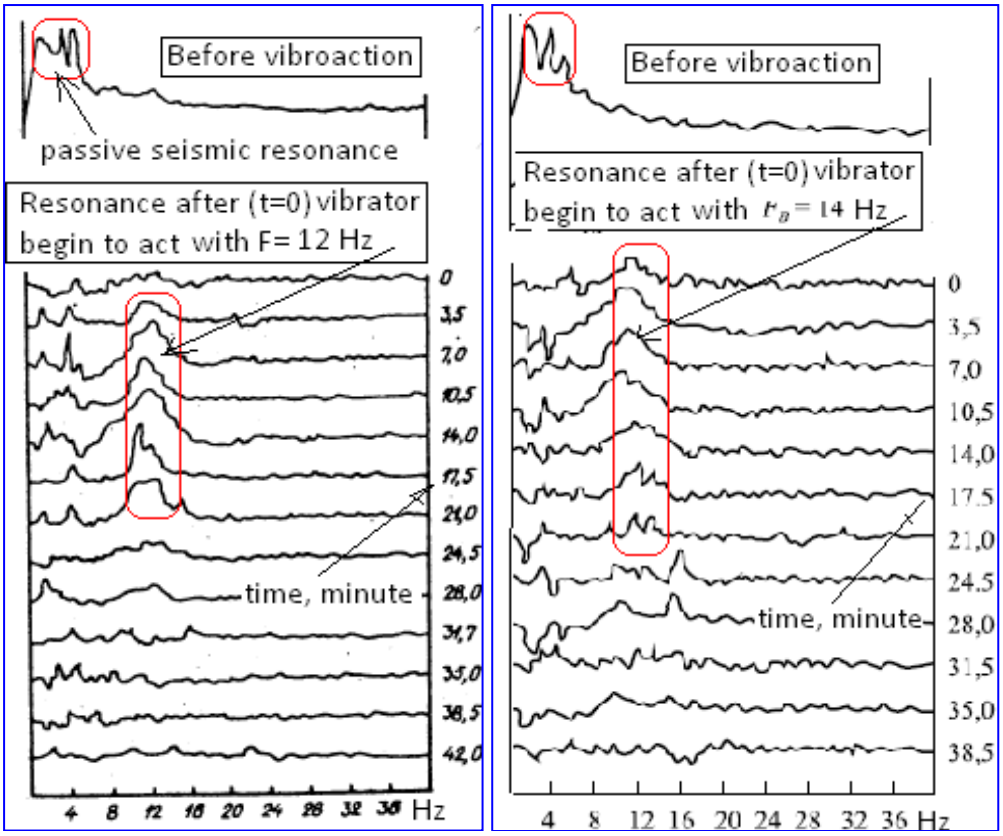


Рис. 4.2. Сопоставление фоновых спектров шумов наблюдательной скважины на глубине в 750 м (месторождение Абузы, Северный Кавказ) выявляют пассивный сейсмический сигнал. Удары в течение 20 минут на 12 (и 14) Гц создают резонансный отклик на 10 - 12 Гц

Действительно, под действием ультразвука, который всегда присутствует в сейсмическом спектре (из-за сухого трения на контактах зерен), эти газы высвобождаются и создают облака микропузырей. В частности, их концентрация на контакте вода-нефть увеличивает мобильность нефтяных ганглий в водных потоках и, следовательно, снижает соотношение «вода-нефть» (WOR) в продукции действующих скважин.

Рис. 4.2 показывает, что существует особая доминантная частота в 12 Гц, при воздействии на которой эффект WOR наиболее существен, и более того, она превалирует в пласте даже при воздействии на любых других частотах. Эта частота типична, но в иных случаях может быть другой (например 18 Гц).

Резонанс на 10–12 Гц обособлен от резонанса пассивной сейсмики в 2-4 Гц, что видно на рис. 4.2 [Асан-Джалалов и др. 1988]. Только в публикациях [Кузнецов и др. 2003] по инфразвуковой технологии АНЧАР (1992 года) частоты резонансов пассивной и активной сейсмики совпадают.

При более широких исследованиях [Dangel et al, 2003] было обнаружено, что «пассивный» резонанс присущ *всем месторождениям углеводородов*. Обычно, пассивный сейсмический сигнал объясняется [Graf et al, 2007; Holzner et al, 2006] резонансом ганглий нефти радиуса R, ограниченной поверхностным натяжением γ **на** ее контакте с газом. Заметим, что эта схема скорее соответствует загрязнениям NAPL (дегазированных нефтяных капель, окруженных воздухом в поверхностных почвах).

Контрольный фактор имеет порядок $20\ Па = \gamma/R$. Однако, и я не видел публикаций, что нефтяные загрязнения обнаруживаются методами пассивной сейсмики, как и запасы глубинных углеводородов.

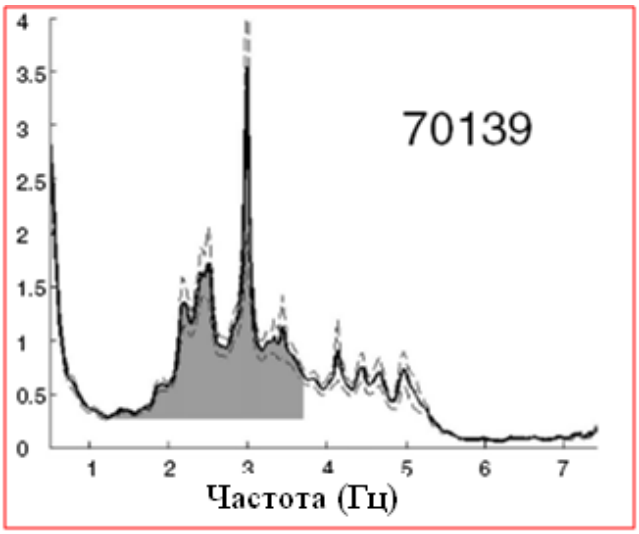


Рис. 4.3. Пассивный резонанс над газовым месторождением [Saenger et al. 2009]

Глубинные углеводороды находятся под действием гидростатического давления, скажем $p_0 \sim 10^7\ Па$ на глубине *1 км.* Сопоставление этих чисел определенно показывает, что поверхностное натяжение пренебрежимо мало при колебаниях газового пузырька или ганглий живой нефти в пластовых условиях Адекватно им уравнение осцилляций, предложенное Дуниным и др. [2006]:

$$R_{tt} + \omega_o^2 R + \xi R_t = \varpi, \quad \omega_o^2 = (3\chi p_0/\rho R_0^2), \quad \xi = (4/R_0^2 + m/k)\nu \qquad (4.3)$$

где $R = m_0 e$, χ - показатель адиабаты, e - деформация, m - пористость с поправкой на насыщенность, ν - кинематическая вязкость жидкости и ϖ - движущая сила. Контрольный фактор на 4 порядка выше, то - есть частотам пассивной сейсмики отвечают колебания газированного пласта мощностью ~ 10м. Линейный масштаб оказывается больше газового пузырька на 2 порядка.

5. Неполное насыщение порового пространства жидкостями меняет значения сейсмических скоростей. Их резкие изменения связаны со сменой типа волн. Как скорость P – волн зависит от насыщенности s капельной жидкостью (водой), показано на рис. 5.1.

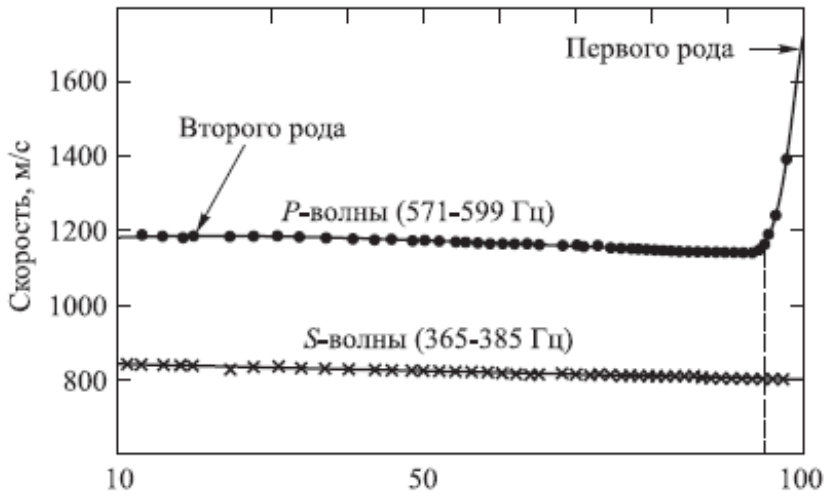


Рис. 5.1. Скорости волн в песчанике: видна смена типа P - волны при $s \geq 90$ %

Существенно, что в массиве реальна только одна сейсмическая P – волна, которая, однако, по мере роста водонасыщенности s меняет свой свойства от P_2 до P_1., как это изображено на рис. 5.1. Скорость волны P выходит на значения, характерные для полного водонасыщения, тогда как скорость при $s \to 0$ соответствует волнами в сухих породах. Скорость поперечной волны практически не меняется.

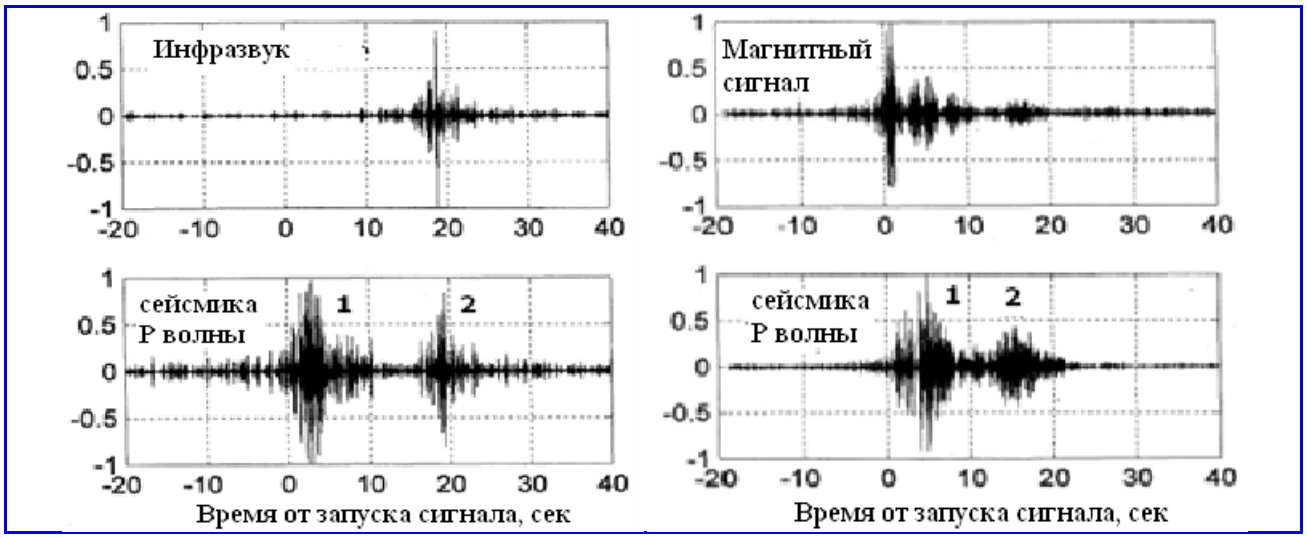


Рис. 5.2. Два типа поверхностных волн, генерируемых [Kuznetzov et al. 1999] вибрационным свиповым источником (6.25-9.57 Гц), на расстояниях в 4.5 км и 6.5 км. Магнитный сигнал предваряет даже первую волну (скорость $v \sim 4.5$ *км/с*). Деформации матрицы во второй волне ($v \sim 0.3 - 0.6$ *км/с*) излучают инфразвук

Подчеркнем, что обе P - волны видны одновременно в форме составляющих волны Релея, бегущей вдоль поверхности раздела, скажем, вдоль дна моря (реки) или на поверхности раздела грунтового массива. В этих случаях жидкость (или газ) может покинуть поровое пространство (на рис. 5.2 - с излучением звука) в вертикальном направлении. Тем самым обеспечивается возможность свободной деформации матрицы, необходимой для существования P_2. Такие волны Релея фиксируются, если геофон размещен непосредственно на грунте. Даже при видимом заполнении поверхностного грунта водой, он содержит в порах пузырьки газа, что снижает скорость до 200 – 300 м/с. В грунтах скорости волн меняются с частотой, что заметно даже в сцементированных песчаников – см. сводку Андреаса Бауера [Bauer 2012].

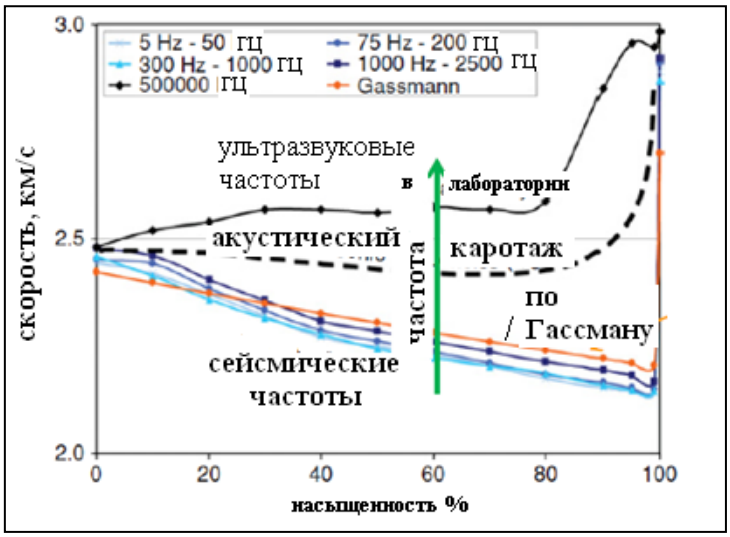


Рис. 5.3. Границы дисперсии скоростей, рекомендованные для каротажа скважин в сравнении с расчетом (по Гассману)

На рис. 5.4 приведены записи [Вильчинская, Николаевский, 1984] поверхностных волн на песчаном пляже, а также изменений их спектров. На записях четко видны две волны – высокочастотный предвестник ($V \sim 1000 – 1500$ м/с) и сменяющая ее вторая P_2 со скоростью $V \sim 100 – 300$ м/с с частотами вблизи 25 Гц. Их появление практически не зависят от вида механического воздействия на грунт (удар, взрыв, ультразвуковой импульс). Причем, вторая (P_2) превращается в цуг волн, если стратификационный резонанс имеет те же 25 Гц.

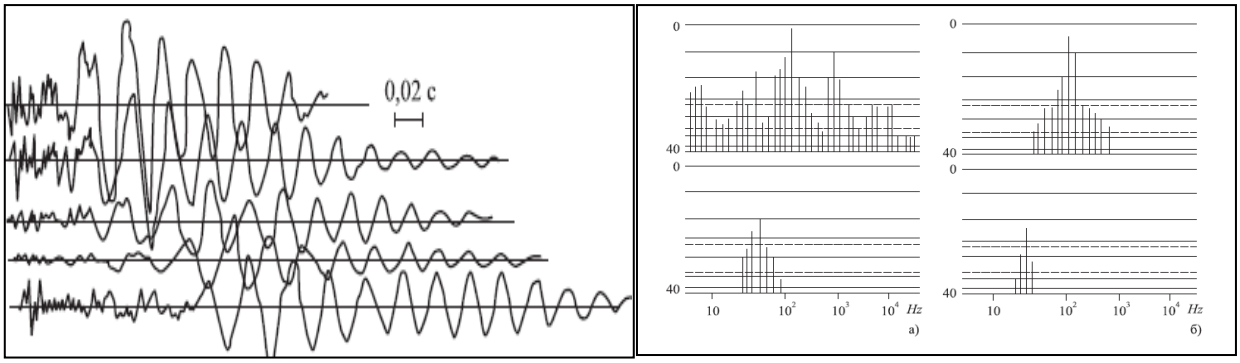


Рис. 5.4. Записи волн в морском влажном песке (s ~ 10 - 15%) датчиками, расставленными по радиусу от точки удара на расстоянии в 2 м друг от друга. Справа спектры волн через 5 и 16 м пробега Финитный спектр может быть частью начального (а) или быть даже вне начального (б)

6. В этой связи и была предложена [Николаевский, 1988] математическая модель динамики фрагментированной среды (песка) на основе осцилляционной реологии (1.5) - см. рис. 1.1. Если длины волн велики, все колебания можно считать внутренними движениями. Поэтому уравнение осцилляций появляется среди кинетических замыкающих соотношений. Добавление этого уравнения к системе уравнений Френкеля - Био нетривиально [Николаевский, 2008]. Если пользоваться системой координат бегущей со скоростью P – волны и изменить масштаб времени, чтобы проследить за эволюцией волны, то нужное уравнение (для скорости частицы v) имеет вид

$$\frac{\partial v}{\partial \tau} + N v \frac{\partial v}{\partial \xi} + \varsigma v = \sum_{q=1}^{n} A_{q+1} \frac{\partial^{q+1}}{\partial \xi^{q+1}} v, \tag{6.1}$$

для обоих типов волн Р. Это - обобщение (шестого порядка) уравнения BKDV (Бюргерса - Кортевега – Де Вриза), где A_{2q} положительны, как и N - коэффициент нелинейности, $A_{2q=1}$ - отрицательны.

Кривая дисперсии для «роллов» $v = v_0 \exp(\lambda t + kx)$,

$$\lambda = -\zeta - i|A_3|k^3 + i|A_5|k^5 + k^2(|A_2| + |A_4|k^2 - |A_6|k^4) \tag{6.2}$$

показана на рис. 6.1.

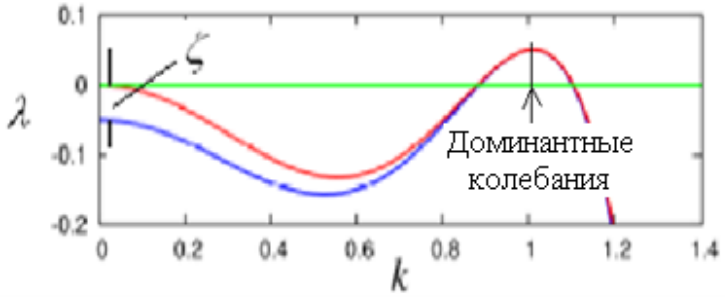


Рис. 6.1. Кривая дисперсии смещается вниз на величину ζ, если учтен член Дарси

Шестой порядок уравнения эволюции был выбран, чтобы существовал интервал между двумя корнями k с колебаниями *отрицательной диссипации*, то есть, интервал резонансных частот. Его центр (длина волны $k = 1$) соответствует *доминантной* (предпочтительной) частоте. Рост амплитуды при такой частоте ограничен нелинейной генерацией колебаний более высоких частот. Эту частоту в нашей модели можно выбрать как предпочтительную при активном вибро-воздействии на пласт: *ω ~ (10 - 12) Гц.* Или как резонансную - при пассивной сейсмике: *ω ~ (2 - 6) Гц.* Это зависит от числовых значений коэффициентов

$$A_2 = \frac{E_{\rm I}\theta + E_*\theta_*}{\rho_0}, \qquad A_3 = -c\left(\frac{E_{\rm I} + E_*}{\rho_0}\theta\theta_* + \varkappa_{\rm II}^2\right), \qquad A_4 = c^2\left[\varkappa_{\rm I}^2\frac{E_*\theta_* + E_{\rm I}\theta}{E_{\rm I}} + \varkappa_{\rm II}^2(\theta + \theta_*)\right],$$

$$A_5 = -c\varkappa_{\rm I}^2(c^2\theta\theta_* + \varkappa_{\rm II}^2), \qquad c^2 = \frac{E_{\rm II}}{\rho_0}, \qquad A_6 = c^2\theta_*\varkappa_{\rm I}^2\varkappa_{\rm II}^2\frac{E_{\rm II}}{E_{\rm I}}. \tag{6.3}$$

Если $\zeta = 0$, колебания при $\omega \to 0$ нейтрально стабильны. Было показано, что из-за взаимодействия со этими колебаниями (Голдстоуна) нулевой частоты бегущие волны могут быть неустойчивыми. Это приводит к спектрам волны, мерцающих вокруг доминирующей частоты (как и на финитном спектре рисунка 5.4). Эти чисто математические результаты были получены международной группой авторов (М.И. Трибельский, С. Кокс, П. Мэтьюз, Д. Танака, Н.А. Кудряшов и др.).

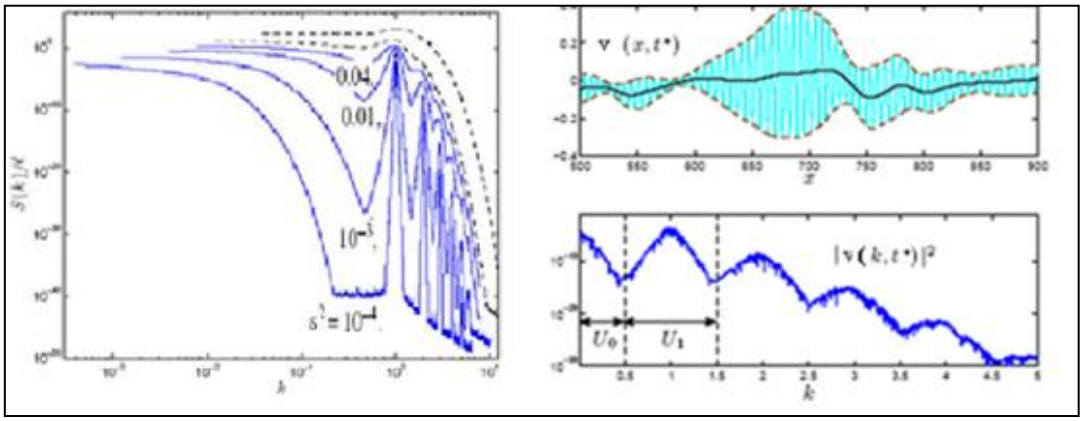


Рис. 6.2. Слева – доминантный интервал ширины δ. В предельном случае $\varepsilon = 10^{-4}$ напоминает спектр рис. 5.4. Справа – скорость v и спектр Фурье при взаимодействии ($k \sim 1$, $U_1 \pm 2|U_0|$ - пунктир) с длинными волнами U_0 ($k \sim 0$, сплошная линия) моды Голдстоуна

Колебания на крайне низких частотах (например, порождаемые приливами океана частоты пассивной сейсмики) – это нулевые колебания моды Голдстоуна. Соответствующие расчеты были проведены в публикациях [Wittenberg, Poon, 2009; Simbawa et al, 2010]. Полевые наблюдения показывают, что в резонансных процессах участвуют именно поверхностные волны Релея [Saenger et al., 2009]. Результаты численного расчета [Береснев и др., 1991] эволюции исходно случайного сейсмического сигнала поражают. Оказалось, что уравнение (6.1) приводит - при $A_5 = 0$ - к регулярным колебаниям с частотой $\lambda_d \sim 12$ Гц, устойчивым в течение конечного интервала времени. Расчет проверялся и другим методом [Кудряшов и Мигита, 2007] – см. рис. 6.3, причем был сделан вывод, что устойчивость решения обусловлена именно дисперсионными слагаемыми - в правой части (6.1).

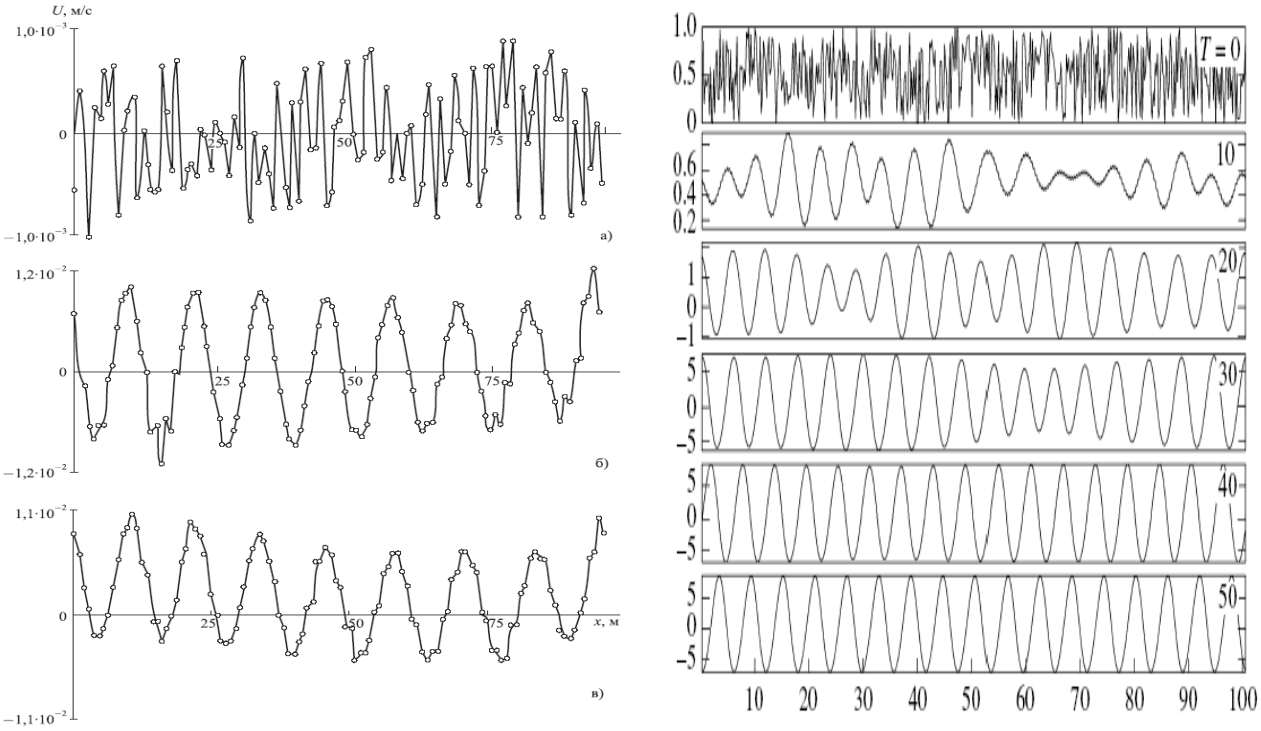


Рис. 6.3. Слева - оригинальный расчет [Береснев и др., 1991] трансформации белого шума в доминантную частоту. Проверка [Кудряшов и Мигита, 2007] приведена справа

Тем самым получается, что случайные помехи (характерные, например, для дневного времени) помогают выделять, *усиливают* сигналы пассивной сейсмики (на доминантных частотах). И это подтверждается натурными наблюдениями [Ali et al, 2007, 2009] на нефтяных месторождениях!

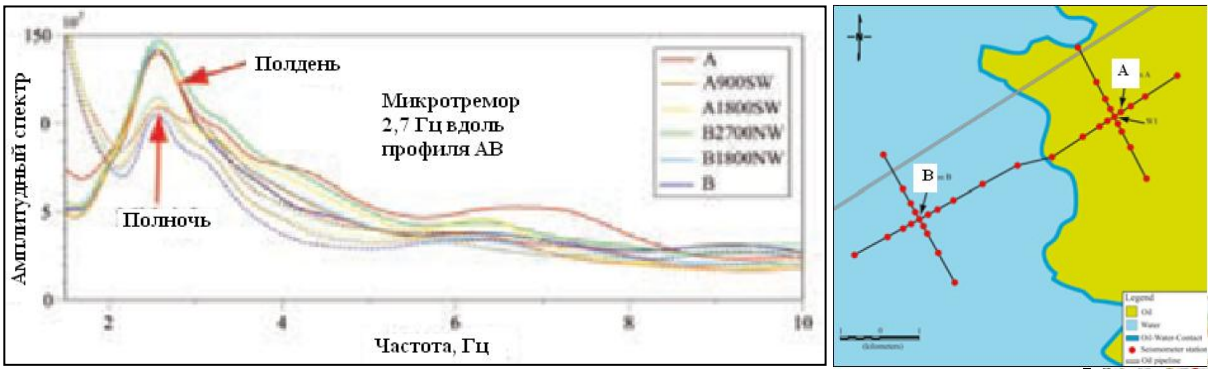


Рис. 6.4. Помехи усиливают сигнал пассивной сейсмики на месторождениях. Сигнал днем намного сильнее, чем ночью. Профиль расстановки датчиков идет от нефтяной части месторождения (A) в водную законтурную часть (B)

Сейсмический шум преобразуется в колебания доминантной частоте. Конечно, реологической схеме рис. 1.1 теперь надо давать иную интерпретацию. Для ветвей рис. 1.1, предложим следующие выражения:

$$E_i = 3\chi p_0; \quad M_I = \rho_g \kappa_i^2; \quad \kappa_i = R_0; \quad \mu = \rho_g \nu; \quad \sigma^f = E\, e + M_{II}\, \partial^2 e/\partial t^2; \quad M_{II} = \rho_s \kappa_{II}^2$$
$$p + \theta_* \partial p/\partial t = \eta_* \partial e / \partial t, \quad \eta_* = (\mu_{oil} m d^2/k), \quad \theta_* = (\mu_{oil} m \beta_{oil} d^2/k), \quad E_* = 1/\beta_{oil}$$

Полное напряжение $\sigma = \sigma^f + p + \varpi$ включает напряжения Терцаги σ^f помимо давления p в нефти, а ϖ - сила, действующая на газовые пузыри. Теперь отрицательная диссипация отвечает резонансам на собственных частотах пласта, в порах которого сосуществуют нефтяные ганглии (плотности ~ *900 кг/м*^{3}) с прилипшими к ним газовыми пузырьками.

7. В серии публикаций, см. например [Korneev et al, 2004; Silin et al, 2006] обсуждался поиск нефти на сейсмических волнах низких частот, ставились даже лабораторные эксперименты (на ультразвуке). Чтобы найти резонансы их авторы несколько видоизменяли уравнения Био, а именно, в закон Дарси добавляли средне - инерционное слагаемое. Эти работы были инициированы данными (рис. 7.1) сейсморазведки месторождений Западной Сибири [Goloshubin et al, 2006].

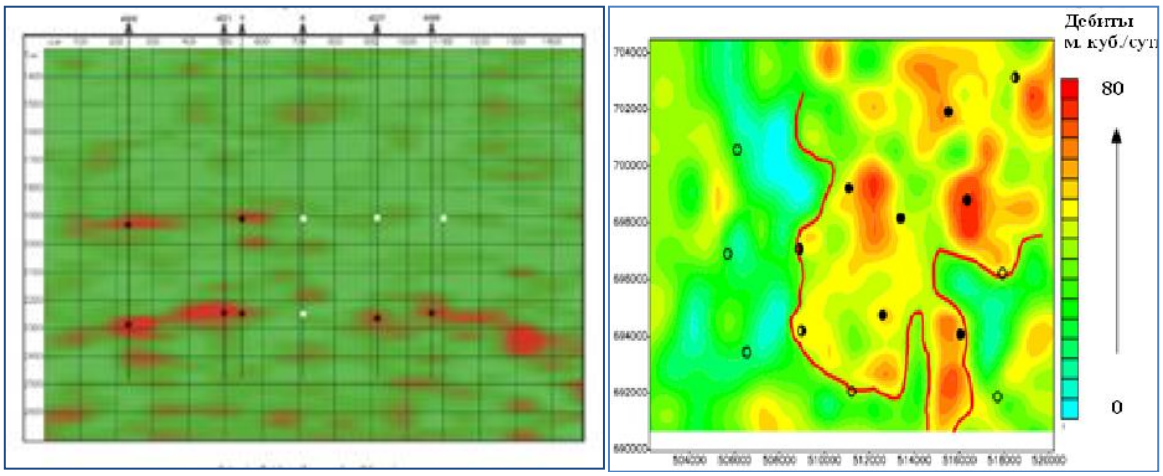


Рис. 7.1. Слева изображены отражения, полученные на частотах 12 Гц на нефтяном месторождении Ай – Пим. Черными кружками обозначены точки обнаружения нефти в пробуренных скважинах. Белыми кружками – ее отсутствие. Справа – водонефтяной контур - по разнице отражений на 12 и 40 Гц. Их яркость растет с дебитом скважин

Обратим внимание, что использованная частота 12 Гц строго соответствует нашим результатам по резонансу на доминантной частоты (12 Гц !) при вибро-воздействии на нефтяное месторождения Абузы [Асан-Джалалов и др. 1988]. Как было показано, эффект связан с присутствием газа в реальной нефти. В его отсутствии (или малом количестве за контуром водоносности) резонанса нет. Заметим, что метан фактически нерастворим в нефти. Поэтому контур удается найти (рис. 7.1 справа).

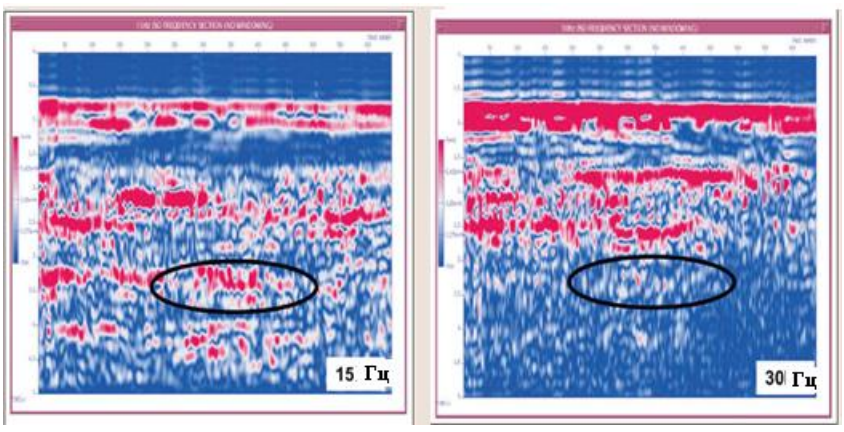


Рис. 7.2. Утрата информации о строении месторождения при декомпозиции сигнала и переходе на более высокие частоты

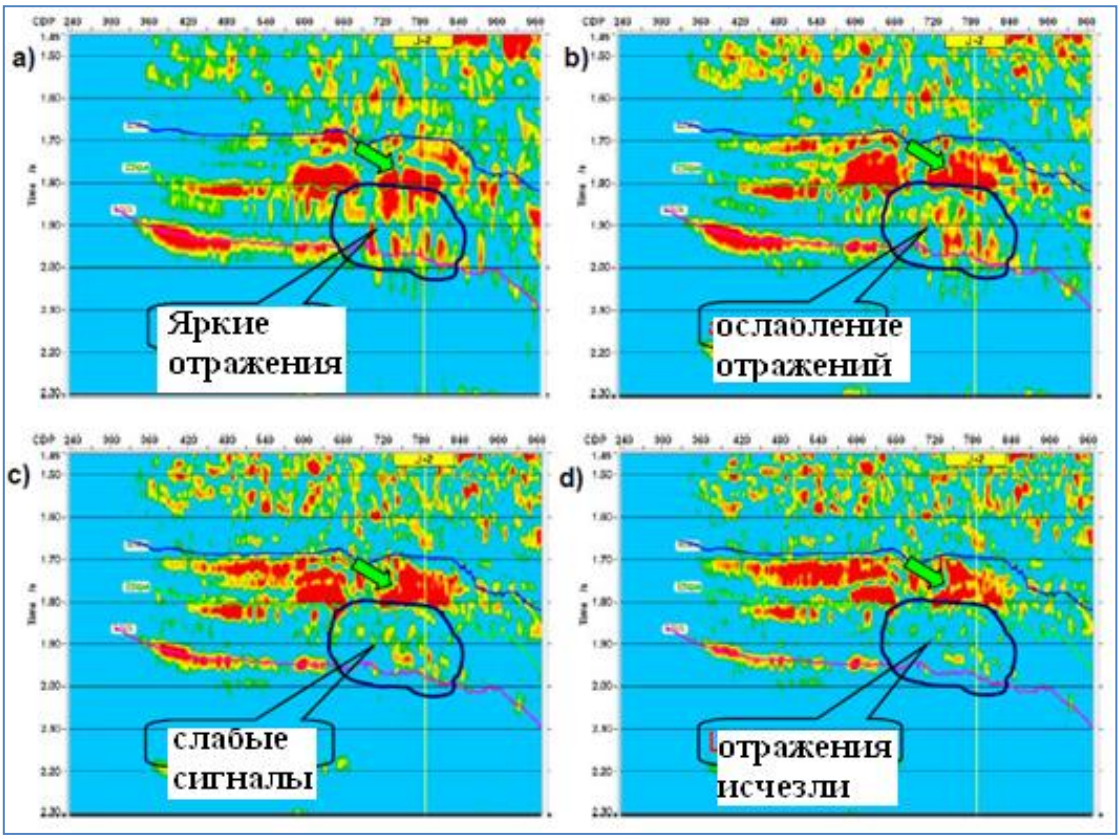


Рис. 7. 3. Ниже газовых горизонтов (стрелка) сейсмическая съемка на резонансной частоте 12 Гц успешна, но с ростом частоты (20, 28, 30 Гц) видимость утрачивается

ВЫВОДЫ

Главное различие продольных волн P_1 и P_2 состоит в типе деформаций.

1. Нефтяной пласт, заполненный газовыми пузырьками, сжатыми глубинным давлением, сам резонирует при внешнем сейсмическом воздействии.
2. Случайные помехи усиливают сигналы пассивной сейсмики.
3. Доминантные частоты пассивной сейсмики и вибро - воздействия различны.
4. В газовом пласте распространяется только волна P_2.
5. Сейсмическая тень ниже газовых горизонтов объясняется поглощением волны P_1 в газовой залежи.
6. В нефтегазовом пласте все волны трансформируются в P_2 доминантной частоты.
7. Волны P_2 доминантной частоты проникают в тень волны P_1.

ЛИТЕРАТУРА

Асан-Джалилов А.Г., Кузнецов В.В., Киссин И.Г., Николаев А.В., Николаевский В.Н., Урдуханов Р.И. Способ разработки обводненного нефтяного месторождения. Изобретение SU159081. 1988 (Бюлл. #36, 1990).

Береснев И.А.. Митлин В.С., Николаевский В.Н. Роль коэффициента нелинейности при возбуждении доминантных сейсмических частот // ДАН СССР. 1991. Т. 317. № 5.

Вильчинская Н.А., Лисин В.П., Николаевский В.Н. Медленные сейсмические волны в песчаных морских грунтах // Океанология. 1985.Т. 25, № 4. С. 656–663.

Вильчинская Н.А., Николаевский В.Н. Акустическая эмиссия и спектр сейсмических сигналов // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. 1984. № 5. С. 91–100.

Динариев О.Ю., Николаевский В.Н. Долгоживущие колебания в слоистой упругой среде. Акустический журнал. 2005. Т. 51, № 5. С. 623–627.

Дунин С.З., Михайлов Д.Н.. Николаевский В.Н. Продольные волны в частично насыщенных пористых средах // ПММ. 2006. No 5. С. 282–308.

Кудряшов Н.А., Мигита А.В. Периодические структуры, возникающие при учете дисперсии в одной из моделей турбулентности // Изв. АН СССР. МЖГ. 2007. № 3. С. 145–154.

Кузнецов О.Л., Графов Б.М., Сунцов А.Е., Арутюнов С.Л. Технология АНЧАР: О теории метода. Геофизика -2003, Спец. выпуск "Технологии сейсморазведки - II". С. 103-107.

Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А. Механика насыщенных пористых сред. М.: Недра. 1970. 335 с.

Николаевский В.Н. Собрание трудов. Геомеханика. Тома 1, 2, 3. Москва – Ижевск, РХД, 2010 - 2012.

Николаевский В.Н. Нелинейные волны в грунта и трещиноватых горных породах // Физ. – техн. проблемы разработки полезных ископаемых.1988. No 6. С. 31–38.

Степанов В.П. Отражение звуковых волн от поверхности, разделяющей различные двухкомпонентные среды // Тр. ВНИИНефти, вып. 42, Изд-во «Недра». 1965.

Трибельский М.И. Коротковолновая неустойчивость и переход к хаосу в распределенных системах с дополнительной симметрией. УФН. 1997. Т. 167, № 4. С. 167–190.

Ali M.Y., Bertcussen K.A., et al. Results from low frequency passive seismic experiment over oil field in Abu Dabi // First Break. Vol. 25, November 2007. Vol. 27, April 2009.

Azcarate J.E.M., et al. Detection and appraisal of gas deposits using seismic registers. Madrid, Spain. 2008. 136 p.

Bauer A. Seismic velocity dispersion and attenuation (Geomechanics Course). SINTEF Petroleum Research, Trondheim, ROSE, 2012 .

Biot M.A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low-frequency range // Journal of the Acoustical Society of America. 1956. Vol. 28, P. 168–178.

Clark V. The effect of oil under in-situ conditions on the seismic properties of rocks // Geophysics, 1992. Vol. 57, No 7. P. 894–901.

Chen X; He Z., He X. Numeric stimulation of frequency-dependent seismic response and hydrocarbon detection, a turbidite reservoir in JZ Area, the Bohai Sea, China. AAPG Search and Discovery, Article # 90142, AAPG Annual Convention and Exhibition. 2012.

Cox S. M., Matthews P.C. Pattern formation In the damped Nikolaevskiy equation // Physical Review E 76, 2007: 056202.

Dangel S., et al. Phenomenology of tremor – like signals observed over hydrocarbon reservoirs // J. Volcanology and Geothermal Research. Vol. 128. 2003. P. 135–158.

Deresiewicz H. The effect of boundaries on wave propagation in a liquid-filled porous solid: // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1962. Vol. 52, No. 3.

Goloshubin G., Korneev, Silin, et al, Reservoir imaging using low frequencies of seismic reflection // Leading Edge. May. 2006. P. 527 – 531.

Graf, R., Schmalholz, S. M., Podladchikov, Y., and Saenger, E. H. Passive low frequency spectral analysis: Exploring a new field in geophysics // World Oil, 2007. No 228. P.47- 52.

Holzner R., Eschle P., Frehner M., et al. Interpretation of hydrocarbon microtremors as nonlinear oscillations driven by oceanic background waves // SEG/ New Orleans 2006 Annual Meeting. P. 2294 – 2298.

Kolesnikov Y., Mednykh D. Alteration of fluid saturated sand characteristics in the initial stage of stabilizatin. Near surface — 10th Europian Meeting Environmental Engng Geoph., Ultrecht. P046. 2004.

Korneev V. A. , Goloshubin G.M., Daley T. M., Silin D. B. Seismic low-frequency effects in monitoring fluid-saturated reservoirs // Geophysics. 2004. Vol. 69, No. 2. P. 522–532.

Kuznetsov V.V. et al. Acoustic, electromagnetic and ionospheric disturbances during vibroseismic sounding. Geophys. Research Letters. 1999. Vol. 26, No 13. P. 2017–2020.

Mikhailov D.N. P-waves behavior at transition from liquid to gas-saturated porous msdia. IUTAM Congress, Warszawa. 2004.

Nikolaevskiy V.N. Non-linear evolution of P-waves in viscous-elastic granular saturated media // Transp. Porous Media. Vol. 73. 2008. P. 125–140.

Ostrander W.J. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non-normal angles of incidence // Geophysics. 1984. Vol. 49. P. 1637–1648.

Saenger E., Schmalholz S. et al. A passive seismic survey over a gas field: Analysis of low-frequency anomalies // Geophysics. 2009. Vol. 74, No. 2. P. 29–40.

Schroot B.M., Schüttenhelm R.T.E. Expressions of shallow gas in the Netherlands North Sea // Netherlands Journal of Geosciences. 2003. Vol. 82, No 1. P. 91-105.

Silin D.B., Korneev V.A., Gologhubin G.M.. Patzek T.W. Low-frequency asymptotic analysis of seismic reflection from a fluid-saturated medium // Transport in Porous Media. 2006. Vol. 62. P. 283–305.

Simbawa E., Matthews P. C., Cox S.M. The Nikolaevskiy equation with dispersion // Phys. Rev. E. 2010. 0362201.
Tanaka D. Chemical turbulence equivalent to Nikolaevskii turbulence // Physical Review E. 2004. Vol. 70. 015202(R).
Wittenberg R.W., Poon K.F. Anomalous scaling on a spatiotemporally chaotic attractor // Phys. Rev. E 79. 2009. 056225.
Xi H.W., Toral R., Gunton J.D, Tribelsky M.I. Extensive chaos in the Nikolaevskii model // Physical Rev. E. 2000. Vol. 62, No 1.

РОЛЬ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Н.И. Павленкова

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

Структурные особенности земной коры и верхней мантии Земли, выявляемые геофизическими исследованиями, определяются многими факторами. Основными из них являются изменчивость слагающего их вещества, температурного режима и давления. Большое значение имеют изменения механических свойств вещества при изменении его напряженного состояния, степени разрушенности, разсланцеванности и др. Глубинные сейсмические и электромагнитные исследования показали также, что важная роль в формировании структурных особенностей верхних оболочек Земли принадлежит флюидам. Их повышенная концентрация в отдельных слоях создает зоны пониженных скоростей (волноводы) и повышенной электропроводности, а потоки глубинных флюидов формируют наклонные и вертикальные неоднородные зоны. Геохимические исследования вещества земной коры и верхней мантии дают основание предполагать большую роль глубинных флюидов и в таких глобальных процессах, как формирование континентов и океанов. Рассмотрим эти проблемы на конкретных примерах.

СЛОИ С ПОНИЖЕННОЙ СКОРОСТЬЮ И ПОВЫШЕННОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬЮ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Слои с пониженными сейсмическими скоростями (волноводы) были выделены в земной коре по сейсмологическим данным еще в начале прошлого века в тектонически активных регионах. Обычно их связывали с зонами частичного плавления. Однако, детальным глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ) такие слои были выявлены и в коре древних кратонов, при этом на относительно небольшой глубине, 10-20 км. Когда впервые такой слой был обнаружен в земной коре Украинского щита [Павленкова, 1973], мало кто верил в его реальность. Но затем коровые волноводы были выделены на Балтийском и Индийском щитах, на Русской плите и на Сибирской платформе [Каракин и др., 2003].

На рис. 1 приведены сейсмический и электромагнитный разрезы земной коры по профилю Polar на севере Балтийского щита [Павленкова, 2006б; Korja et al.,1989]. В средней части коры на глубине 10-20 км выявлен слой с пониженной скоростью, к которому выполаживаются зоны повышенной электропроводности. Такие слои наблюдаются и на других профилях Балтийского щита [Grad, Luosto, 1987], и обычно они отмечаются повышенной электропроводностью [Астапенко, Файнберг, 1999; Ваньян, 1999; Ваньян, Павленкова, 2002].

На разрезах ОГТ примерно на таких же глубинах часто отмечаются области повышенной геторогенности (мутности) или смены структурного плана коры, когда хаотическое распределение отражающих площадок в верхней коре меняется на регулярное. Именно эти области сопровождается увеличением электропроводности. Такие особенности структуры земной коры наблюдаются по сейсмическому профилю DECORP-2N [Volbers et al., 1990] и на международном Европейском геотраверсе [Aichruth et al., 1992], который пересекает всю Европу от Балтийского щита до Средиземноморья. На этих профилях на глубине 8-12 км выделен волновод, по всем характеристикам сходный с волноводом Восточно-Европейской платформы. Мощность его около 5 км, скорость уменьшается на 0.1-0.2 км/с, а зоне пониженных скоростей соответствует повышенная электропроводность (рис. 2). Здесь, так же как и на Украинском и Балтийском щитах, к волноводу выполаживаются наклонные отражающие площадки или происходит смена общего структурного плана земной коры. Такое соотношение наблюдается также в архейском блоке земной коры Канадского щита (поднятие Капускасинг), где были проведены детальные электромагнитные исследования с контролируемыми источниками [Percival, West, 1994].

Природу коровых волноводов в платформенных областях объяснить не просто. На древних платформах тепловой поток составляет в основном 30-40 мВт/м^2, и на глубине 10-15 км на щитах температура не превышает 150°С. Это может уменьшить градиент скорости с глубиной, но не может создать зону инверсии скоростей. Для объяснения таких зон нужно предположить закономерное изменение с глубиной физических свойств вещества, увеличение его пористости и флюидонасыщенности.

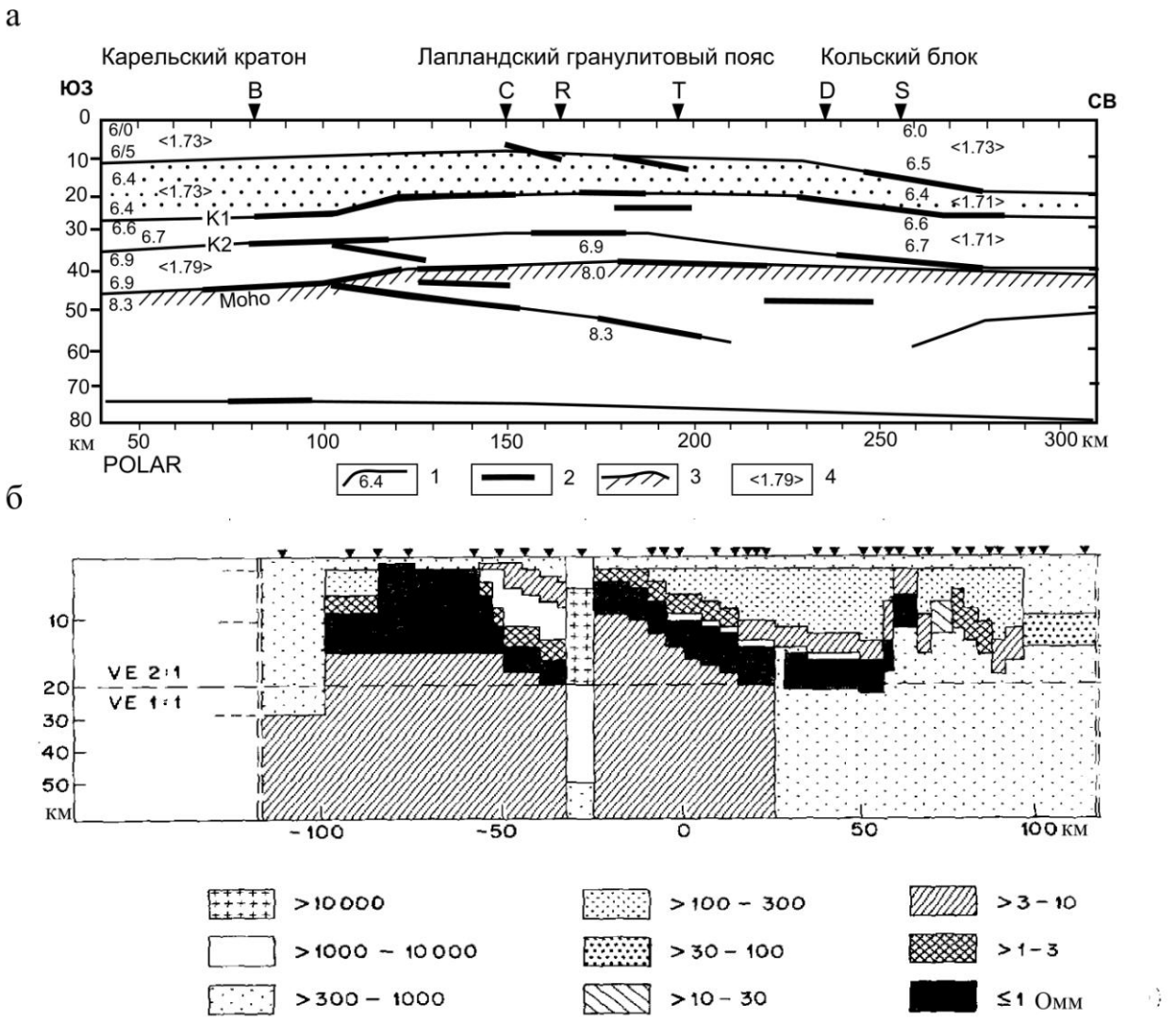


Рис. 1. Результаты комплексных геофизических исследований земной коры по профилю Polar на севере Балтийского щита: (а) - Сейсмический разрез [Павленкова, 2006б]: 1- изолинии скоростей Р-волн (км/с), 2 – отражающие площадки, 3 – подошва коры, граница М, 4 – отношение скоростей Р- и S-волн. Точками отмечен слой с пониженной скоростью, волновод; (б) - геоэлектрический разрез [Korja et al.,1989]. Штриховкой отмечены слои разного электрического сопротивления (Омм)

Это предположение было подтверждено данными по Кольской сверхглубокой скважине, которая выявила увеличение с глубиной пористости и притока свободной воды [Кременецкий и др., 1987; Ganchin et al, 1998]. Именно на глубине около 10 км, где по детальным работам ГСЗ выделялась зона с большим числом субгоризонтальных площадок, наблюдается увеличение объема скважины, т.е. ослабление пород и увеличение пористости.

Описанные особенности земной коры находят свое объяснение в механических моделях земной коры, предложенных в работах В.Н. Николаевского и А.В. Жарикова. Модель В.Н. Николаевского [1981] в упрощенном виде сводится к следующему. На основании лабораторных исследований условий разрушения горных пород при высоком давлении и температуре установлено, что в верхней коре должны формироваться сначала субвертикальные, затем наклонные трещины. На определенной глубине, зависящей от температуры и состава коры, происходит разрушение породы и образование микротрещиноватости. Разрушение сопровождается дилатансионными эффектами и может явиться причиной разуплотнения породы, повышения пористости и соответствующего уменьшения скорости сейсмических волн. Для условий древних платформ и, в основном, кислого состава коры эта критическая глубина оценивается в 10-15 км, что хорошо согласуется с глубиной до сейсмических волноводов.

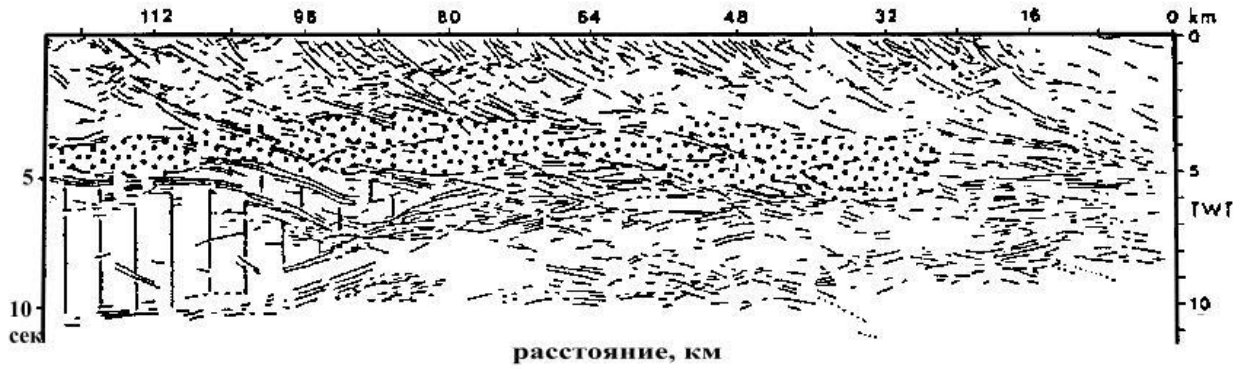


Рис. 2. Сопоставление результатов глубинного сейсмического и магнитотеллурического зондирования земной коры по профилю DEKORP (Западно-Европейская плита) [Volbers et al., 1990]. На временном разрезе ОГТ точками показан слой пониженной скорости и повышенной проводимости (глубина около 10-15 км)

Модель А.В. Жарикова и др.[1990] основана на изучении физических свойств вещества коры при высоком давлении и температуре и на данных Кольской сверхглубокой скважины. Разнонаправленное воздействие роста давления и температуры на процесс уплотнения вещества приводит к возникновению на некоторой глубине областей относительного увеличения трещиноватости и пористости. Для кристаллических пород земной коры эта глубина согласуется с глубиной наблюдаемых волноводов. Повышенная пористость пород в средней коре означает и возможное повышенное содержание флюидов на этой глубине. Тогда становится естественной корреляция между сейсмическими волноводами и зонами повышенной электропроводимости [Ваньян, Павленкова, 2002].

С описанными моделями хорошо согласуются все отмеченные выше структурные особенности земной коры. Уменьшение сейсмических скоростей P- и S-волн и повышение электропроводности на глубине порядка 10 км сопровождается сменой структурного плана: глубинные разломы верхней части коры выполаживаются к этой глубине (рис. 1, 2), и здесь же происходит смена субвертикальной (блоковой) структуры коры на субгоризонтальную [Шаров, 1987]. На этих же глубинах обычно располагаются нижние кромки аномальных гравитационных и магнитных масс, и уменьшается число эпицентров землетрясений [Павленкова, 2006а]. Все это характеризует среднюю часть коры, как разрушенную, флюидонасыщенную и реологически ослабленную зону [Каракин и др., 2003]. Подобная интерпретация дается и в работе[Bailey et.al , 1989], в которой предполагается, что области с регулярным субгоризонтальным расположением отражающих площадок соответствуют древним зонам сдвиговых деформаций, и повышенная электропроводность этих зон связана с открытой субгоризонтальной трещиноватостью.

ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОРА-МАНТИЯ, ГРАНИЦЫ М

Граница М (Мохо) несомненно является вещественной границей, на ней происходит смена основных пород, характеризующихся скоростями сейсмических волн 6.8-7.2 км/с, на ультраосновные разности с сейсмическими скоростями порядка 8 км/с [Downes, 1993]. Но также очевидно, что это - не простая граница, а сложная переходная зона.

Сложность этой границы следует из особенностей записей отраженных от нее волн [Павленкова, 2006а, б]. Так, динамика закритических отраженных волн, регистрируемых при ГСЗ, дает основание предполагать, что это - не граница первого рода, а сложно построенная тонкослоистая пачка, сейсмические скорости в которой меняются от аномально малых для коры (порядка 6.0 км/с) до аномально больших для мантийных пород (до 8.5 км/с). Последние могут быть признаком анизотропии скоростей, когда величина скорости вдоль слоя выше, чем поперек него. По докритическим отражениям (на разрезах ОГТ) граница М обычно не прослеживается как четкий отражающий горизонт, она отмечается как смена степени геторогенности мелко расслоенной нижней коры на практически прозрачную мантию. По данными более низкочастотных волновых разрезов ГСЗ, построенных путем миграции закритических отражений, верхи мантии под границей М напротив представлены существенно неоднородной расслоенной пачкой.

Важное свойство границы М выявлено в результате гравитационного моделирования. Установлено, что именно на уровне границы М наблюдается изостатическая уравновешенность коры, то есть под легкими блоками земной коры граница М поднимается, под тяжелыми – опускается. Это соотношение сохраняется в течение тектонического развития отдельных структур и изменения внутреннего строения их земной коры, то есть граница М подвижна во времени. Такая подвижность возможна именно благодаря наличию ослабленных слоев в земной коре, по которым происходит перетекание вещества и постоянно восстанавливается изостатическая уравновешенность земной коры. Это означает, что в зоне перехода кора-мантия существуют реологически ослабленные слои, по которым возможно течение материала, и это обеспечивает сохранение изостатического равновесия коры при любых ее перестройках.

Предположение о наличии ослабленных слоев на уровне границы М подтверждается и структурными свойствами земной коры. Именно к ней, как и к средней коре, выполаживаются глубинные разломы листрической формы, оконтуривающие крупные блоки коры.

Все перечисленные особенности границы М могут быть объяснены повышенным содержанием флюидов в отдельных прослоях этой многослойной пачки. Это подтверждается данным магнитотеллурических зондирований (МТЗ), по которым в низах коры часто выделяются слои повышенной электропроводности [Осипова и др., 1982; Бердичевский и др., 1984; Hyndman, Shearer, 1989; Jones,1992].

Причиной формирования прослоев повышенного содержания флюидов может быть изменение механических свойств вещества в низах коры, в частности, переход его в состояние истинной пластичности. По данным лабораторных исследований это должно происходить в континентальной коре именно на уровне границы М [Николаевский, 1978]. Материал в состоянии истинной пластичности является мало проницаемым для флюидов, что может привести к повышенной флюидонасыщенности под этими естественными покрышками. Небольшое процентное содержание флюидов в мантийных породах резко меняет их реологические свойства [Лебедев и др., 1989; Kern, 1982] и они могут течь при относительно низкой температуре. Последнее может объяснить анизотропию скоростей в отдельных прослоях и их рассланцованность. Природа такой неоднородности часто связывается с областями высоких напряжений и сдвиговых деформаций [Brace et al., 1968].

Таким образом, на основании лабораторных и экспериментальных геофизических исследований, а также данных глубокого бурения обобщенная модель континентальной земной коры может быть представлена следующим образом (рис. 3). Главной особенностью этой модели является наличие двух областей изменения структурного плана земной коры с наличием волновода или субгоризонтальной расслоенности в средней части коры и в ее низах. Обе области рассматриваются как реологически ослабленные, флюидонасыщенные зоны.

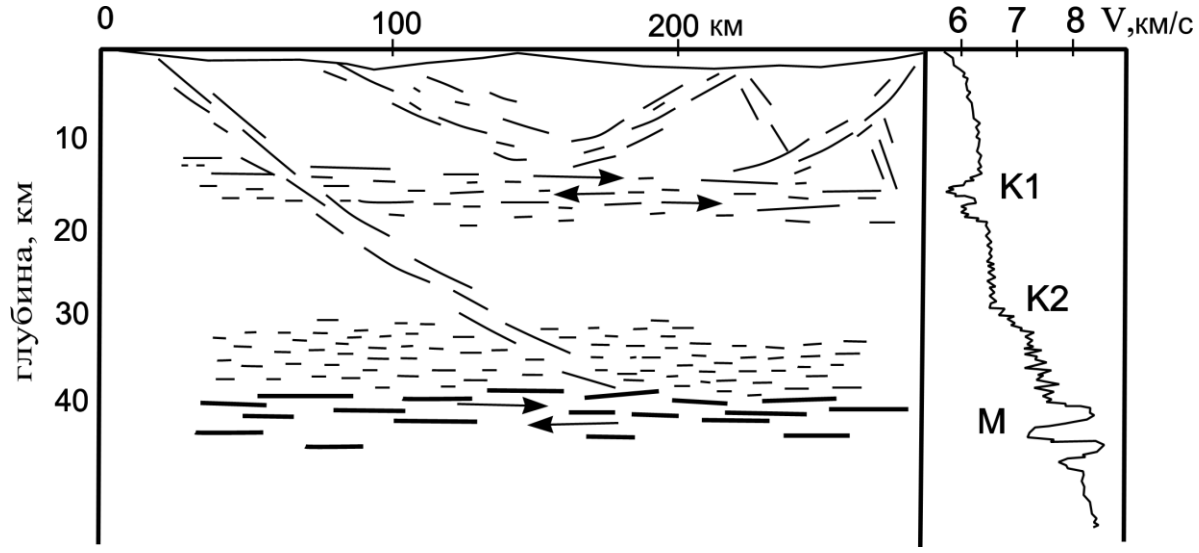


Рис. 3. Обобщенные структурная и скоростная модели земной коры платформенных областей. Главной структурной особенностью является наличие реологически ослабленных и флюидонасыщенных слоев в средней коре и в ее низах на уровне границ К1 и М, к которым выполаживаются глубинные разломы. В скоростной модели эти зоны отмечаются чередованием слоев пониженных и повышенных скоростей

Представленная на рис. 3 обобщенная модель земной коры имеет большое значение при решении тектонофизических задач. При любых тектонических движениях, при сжатии или расширении земной коры, при внедрении в нее мантийного вещества, кора будет реагировать на эти движения не как единое тело, а как неоднородный слой с реологически ослабленной зоной в средней части. Тектонические подвижки будут способствовать перетеканию вещества внутри этой зоны, уменьшению или увеличению ее мощности. Это необходимо учитывать при тектонофизических построениях по формированию глубоких впадин с тонкой консолидированной корой и орогенов с утолщенной корой.

ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫЕ СЛОИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В верхней мантии слои с пониженной сейсмической скоростью и повышенной электропроводностью связываются обычно с астеносферой, то есть с зоной частичного плавления. Однако, как показали детальные сейсмические исследования на сверхдлинных профилях, отработанных в России с мирными ядерными взрывами [Павленкова, 2011а], такие слои часто встречаются внутри литосферы древних платформ (рис. 4). Обычно они небольшие по мощности (20-30 км) и выделяются на глубине 80-120 км. Глубина до подошвы литосферы по термическим данным оценивается в этих регионах в 200-250 км, поэтому природу этих слоев нельзя объяснить частичным плавлением. Петрологическая интерпретация также не может объяснить наблюдаемую сейсмическую неоднородность верхней мантии, так как по лабораторным данным все разновидности мантийных пород характеризуются близкими сейсмическими скоростями. Совершенно иначе влияет на величину скорости содержание в породе флюидов [Лебедев и др.,1989; Kern,1982], они могут объяснить самые резкие изменения скоростей и описанную слоистость верхней мантии. Большую роль играют также изменения таких физических и механических свойств вещества, как пористость, степень пластичности, напряженное состояние и другое.

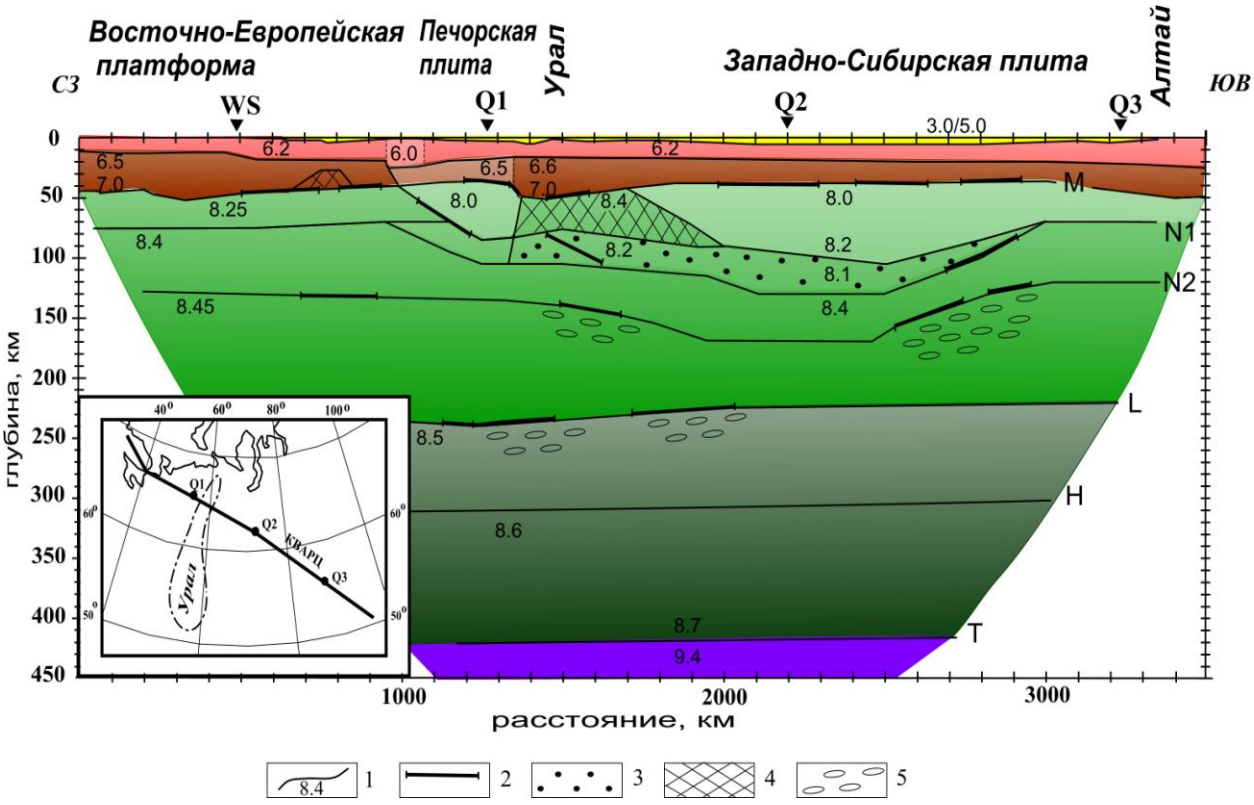


Рис. 4. Сейсмический разрез земной коры и верхней мантии по профилю «Кварц». Условные обозначения: 1 - сейсмические границы с граничными скоростями в км/с; 2 - области сейсмических границ, от которых получены интенсивные отраженные волны; 3 - зона пониженных скоростей; 4 – блоки повышенных скоростей; 5 - области повышенной гетерогенности. WS, Q1, Q2 и Q3 – пункты ядерных взрывав. N1, N2, L и H –опорные сейсмические границы, представленные расслоенными пачками, M – подошва земной коры, T – кровля переходной зоны между верхней и нижней мантией

И снова, как и для земной коры, природу мантийного волновода платформенных регионов на глубине около 100 км можно определить на основании комплексирования сейсмических и электромагнитных исследований. Так, в работе [Jones, 1992; Jones et al., 2005] приведены результаты обобщения этих исследований для зарубежных регионов и дается обобщенная модель электропроводности литосферы континентов (рис. 5, а). В этой модели кроме описанного выше корового слоя пониженного сопротивления выделен аналогичный слой в верхах мантии на глубине около 100 км, то есть на глубине сейсмического волновода. Такие же модели приводятся и для Балтийского щита в работах [Жамалетдинов, 2006; Ковтун и др., 1994]. Сочетание пониженных скоростей с повышенной электропроводностью существеуно сокращает неоднозначность в определении природы мантийных волноводов. Все другие предположения практически отпадают, и наиболее реальной становится связь волновода с зоной повышенной флюидонасыщенности.

Изучение мантийных волноводов очень важно для понимания общих законов флюидной адвекции. Флюиды не только меняют физические свойства вещества, они вызывают частичное плавление при относительно низкой температуре. Так, в работе [Соловьева, 1994] отмечается, что в ксенолитах из кимберлитовых провинций Сибирского кратона на определенных уровнях глубин обнаружены признаки пленочного плавления. Эти уровни с хорошей точностью совпадают со слоями пониженных скоростей, выделенных в этом регионе по сейсмическим данным.

Помимо слоев с пониженной скоростью в верхней мантии выделено несколько отражающих границ, которые по своей природе близки к описанной выше границе M (N1, N2, L и H на рис. 4). Эти границы, как и граница M, представлены расслоенными пачками с чередованием прослоев пониженной и повышенной скорости с явной анизотропией скоростей в отдельных прослоях. Такие особенности границ вытекают из свойств закритических отражений от этих пачек, представленных чаще всего продолжительными интерференционными колебаниями большой интенсивности. Наиболее значимыми с геодинамической точки зрения границами являются границы N1 и L. Граница N1 часто подстилает слои с пониженными скоростями (мантийные волноводы), а на границе L происходит смена структурного плана верхней мантии: подъем сейсмических границ часто меняется на их прогиб [Павленкова, 2011а].

Природа мантийных волноводов и геторогенных сейсмических границ может быть разной. С одной стороны, как и в случае земной коры, они могут образовываться в связи с изменчивостью с глубиной механических свойств вещества и его проницаемости. Например, формирование волновода на глубине порядка 100 км можно связывать с переходом вещества мантии в состояние истинной пластичности (для коровых пород это наблюдается, как отмечалось выше, на уровне границы M, для ультраосновных пород на глубине около 100 км). Породы в таком состоянии становятся мало проницаемыми для флюидов, и это может быть причиной формирования под ними флюидонасыщенных слоев.

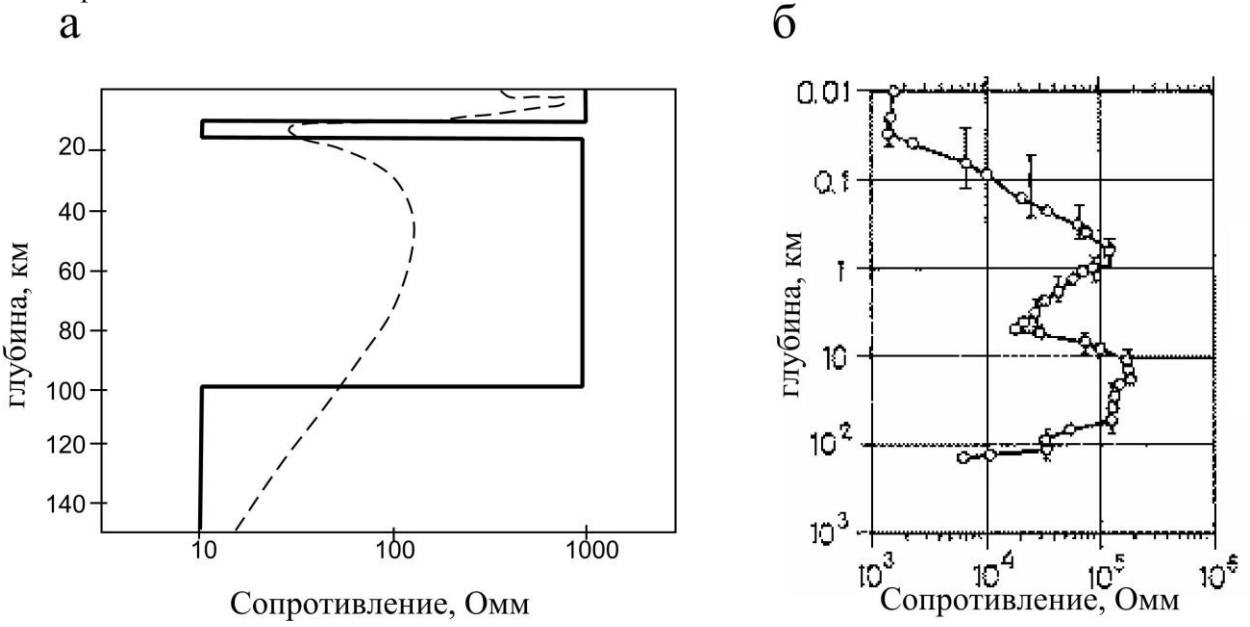


Рис. 5. Обобщенные модели литосферы по электрическому сопротивлению (Ом.м): (а) Северо-западная часть Канадского щита [Jones et al., 2005], (б) – север Балтийского щита [Жамалетдинов, 2006]

Другой, и вероятно более значимой, причиной формирования волноводов и сложных сейсмических границ могут быть фазовые изменения флюидов и их физико-химические взаимодействия с веществом мантии. Например, в работе [Рябчиков, 2000] на основании изучения пород мантии из кимберлитовых трубок и лабораторных исследований по насыщению мантийных пород флюидами показано, что оливин, являющийся одним из основных мантийных минералов, способен удерживать в себе воду при высоких давлении и температуре. Более того, чем выше давление, тем больше будет содержащейся в оливине воды. Важно, что при самых ничтожных объемах воды (тысячные доли процента) резко меняются физические свойства оливина, его плотность и прочность. На некоторых уровнях давления и температуры оливин теряет воду и это может быть причиной выделения свободной воды и формирования флюидонасыщенных слоев. В работе [Гуфельд, 1998] также описываются различные виды физико-химических преобразований вещества под действием глубинных флюидов, в результате которых также может формироваться расслоенность верхней мантии, выявляемая геофизическими методами.

Таким образом, в литосферной части континентальной верхней мантии на определенных глубинах содержатся слои, насыщенные флюидами. Их формирование можно связывать с изменением механических свойств вещества мантии и с физико-химическими преобразованиями самих флюидов и вмещающих их пород. Эти слои характеризуют определенную этапность в подъеме флюидов с больших глубин и в их преобразовании. В этом процессе большую роль играют также субвертикальные зоны повышенной проницаемости, на характеристике которых следует остановиться особо.

ОСНОВНЫЕ КАНАЛЫ ПОДЪЕМА ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ К ПОВЕРХНОСТИ, ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОЙ АДВЕКЦИИ

Существуют два основных вида флюидной адвекции: приповерхностный и глубинный. Приповерхностные источники формируются в земной коре за счет циркуляции приповерхностных вод и за счет различных физико-химических преобразований вещества, сопровождаемых выделением воды и других флюидов. Эти источники и соответствующие процессы широко описаны в литературе [Дегазация…, 2008]. По таким же законам передвигаются в земной коре и глубинные флюиды, находящиеся в свободной фазе. Основными каналами движения таких флюидов являются зоны повышенной трещинноватости и разрушенности пород, это - описанные выше коровые волноводы, а также глубинные разломы.

Наиболее полная информация о глубинных разломах в земной коре получена в настоящее время на основе детальных сейсмических исследований методом ОГТ. Эти исследования позволяют выделить глубинные нарушения по наклонным отражающим границам, создающим четкие отраженные волны. Но чаще всего разломы прослеживаются в земной коре по сложным интерференционным колебаниям, которые формируются не на гладких простых границах, а в неоднородных пачках с чередованием областей повышенных и пониженных сейсмических скоростей. Границы таких зон имеют сложную форму, прерывисты и часто размыты. Их формирование связано с разрушением пород в результате тектонических подвижек и с их деформацией в областях высоких напряжений.

При изучении флюидной адвекции большое значение имеет разделение разломных зон по типам, например, выделение тектонически активных разломов и древних залеченных нарушений. В этом плане большую роль играют данные электромагнитных исследований, так как активные зоны нарушений, характеризующиеся большими напряжениями и высокой разрушенностью вещества, отмечаются повышенной электропроводностью.

Примером таких нарушений могут быть аномальные зоны, выделенные геофизическими методами на Балтийском щите по профилю POLAR (рис. 1). Сейсмических данных о разломах по этому профилю не было, но электромагнитные исследования показали существование двух нарушений листрической формы, выполаживающихся к волноводу. Именно такие разломы играют основную роль в процессе флюидной адвекции в земной коре.

Менее изученными и более сложными являются процессы адвекции флюидов на большой глубине, в пределах верхней мантии. Пористость и трещиноватость уменьшаются с глубиной и не могут играть большую роль в передвижении глубинных флюидов. Но главное, в верхней мантии флюиды находятся не в свободной фазе, а в связанном состоянии, и закономерности их подъема к поверхности совсем другие, чем в земной коре. Все это определяет особенности геофизических характеристик каналов движения флюидов на больших глубинах, которые могут быть определены

лишь на основании общих законов дегазации Земли.

Основным источником дегазации Земли является земное ядро [Ларин, 1995; Сывороткин, 2002; Gilat, Vol, 2005]. Основу этой концепции составляет положение о большом содержании водорода и гелия в ядре Земли. В.Н. Лариным [1995] предполагается гидридный состав не только ядра, но и большей части мантии. В работе [Gilat, Vol 2005] процесс дегазации Земли описываются в самом общем виде следующим образом. «Твердые растворы H и He и соединения He с H, O, Si и металлами обнаружены при лабораторных экспериментах при сверхвысоком давлении и температуре. Можно предположить, что такие экзотичные соединения существуют в ядре и мантии Земли. При определенных PT условиях H и He-растворы выходят из твердого состояния, конвертируют в жидком ядре, вызывают плавление в мантии и поднимаются к поверхности в виде газово-жидких плюмов. На каждой стадии преобразования H и He: выделение из твердых растворов, образование различных соединений и последующий их постепенный распад, связанный с декомпрессией, сопровождается выделением огромной энергии взрывного характера».

Ни один из других видов внутренней энергии Земли (конвекция, адвекция глубинного вещества и другие) не может сравнится с флюидной адвекцией по объему переносимой энергии и по относительно малым ее потерям при транспортировки на большие расстояния. В работах Ф.А. Летникова показано, что подъем глубинных флюидов к поверхности - это активный и наиболее быстрый механизм переноса энергии и сопровождающих флюиды расплавов [Летников, 1999; 2000]. Глубинные флюиды способны прожигать нижнюю мантию, просачиваться через любые породы, в том числе через пластичные породы и даже расплавы, но перенос флюидов через литосферу легче всего происходит по зонам рассланцованных пород. Он заключается в скольжении пленок флюида вдоль плоскостей рассланцевания почти на субмалекулярном уровне. Это положение о характере проницаемости среды на больших глубинах подтверждено лабораторными исследованиями кристаллических пород при высоких PT условиях [Жариков и др., 1990; Каракин и др., 2003], которые показали также анизотропию проницаемости. Последнее означает, что глубинные флюиды могут легко передвигаться не только вверх, но и вдоль описанных выше волноводов.

Важной особенностью адвекции глубинных флюидов является ее возможный взрывной характер. Действительно, главным компонентом глубинных флюидов является водород. В отличие от практически несжимаемой воды, от может сжиматься при высоком давлении до больших плотностей [Летников, 1999]. Изменение давления может сопровождаться резким изменением его фазового состояния и деформацией окружающей среды. Возможна также детонация глубинных флюидов. Так, по лабораторным данным [Карпов и др., 1998] на глубине около 70 км может происходить детонация тяжелых углеводородов.

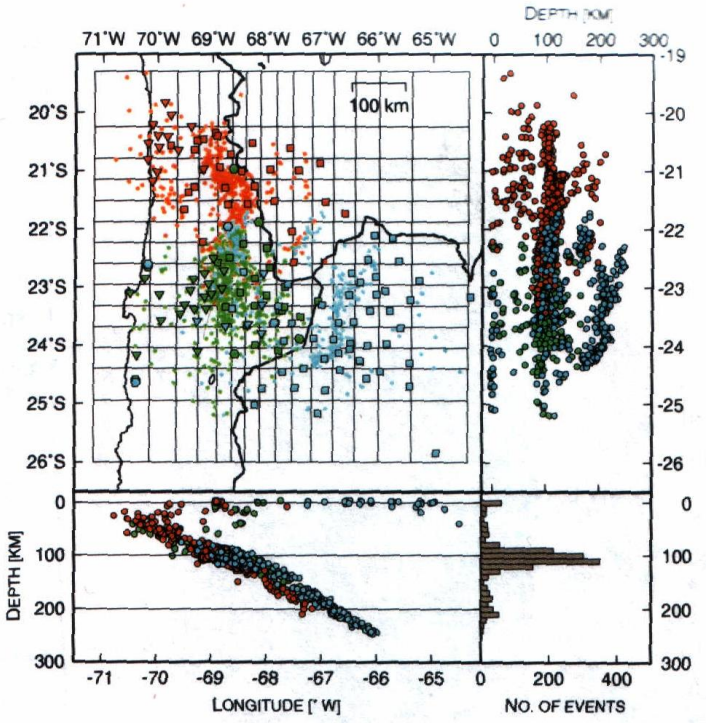


Рис. 6. Расположение сейсмических станций (квадраты и треугольники) и эпицентров землетрясений (цветные значки) в районе Чили (верхний левый рисунок); распределение гипоцентров землетрясений по площади (верхний правый рисунок) и по глубине (нижний левый рисунок); число землетрясений в зависимости от глубины (нижний правый рисунок) [Asch, 2007]

Отсюда можно ожидать появление землетрясений на определенных уровнях глубин. И действительно, как показала статистика распределения землетрясений в верхней мантии, такими уровнями являются глубины около 100 и 200 км [Павленкова, 2011а, б]. Очевидно, не случайно, это – глубины описанных выше неоднородных пачек, сейсмических границ N и L. По всей видимости, на этих уровнях скачком меняется фазовое состояние флюидов и часто происходит их детонация. Один из примеров, подтверждающих эту статистику, приведен на рис. 6.

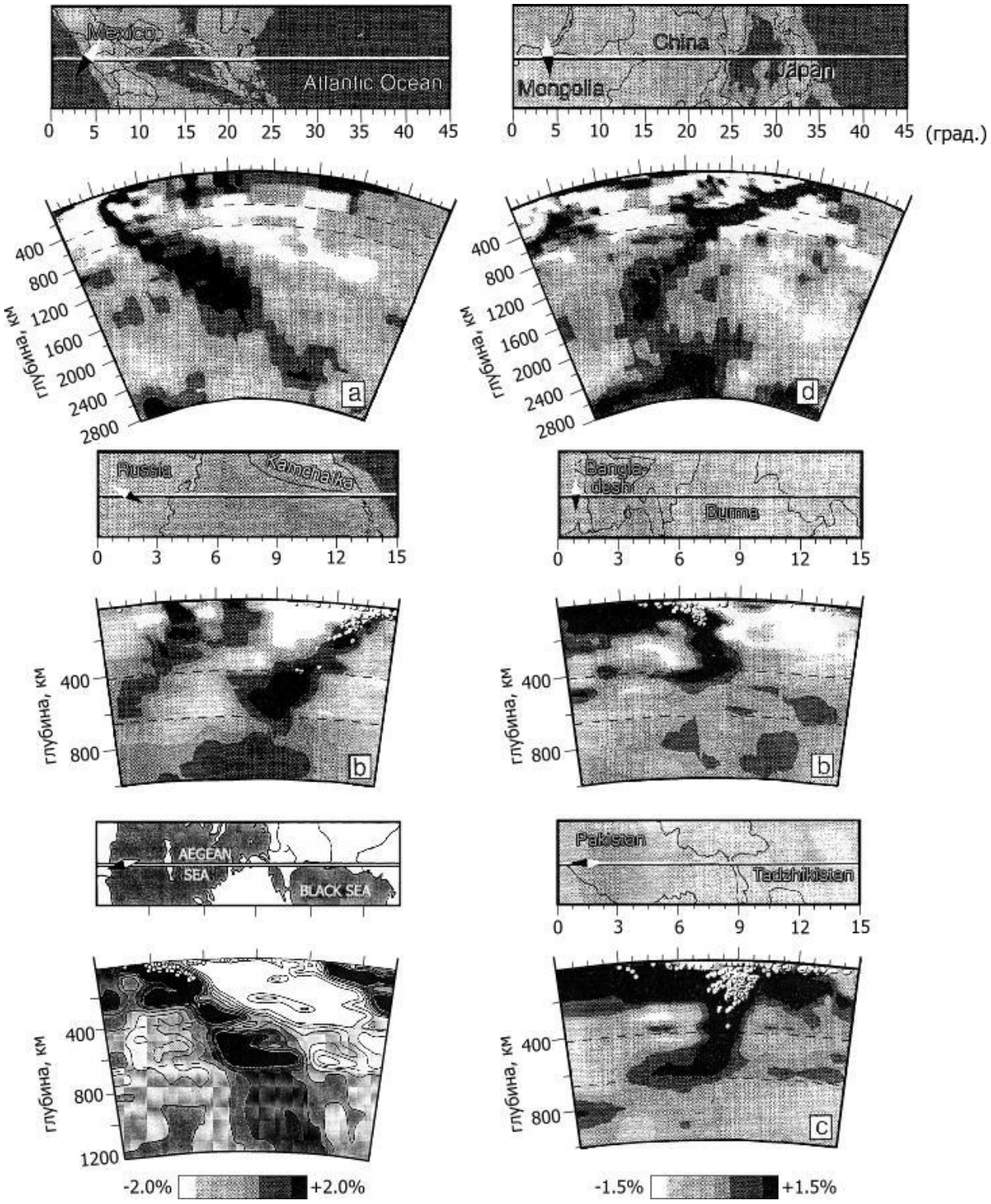


Рис. 7. Томографические модели верхней мантии в районах с наклонными аномалиями скоростей [Bijwaard et al., 1998]. Большая глубина и значительный наклон аномалий не позволяют интерпретировать их как зоны субдукции океанической литосферы. Более правдоподобно интерпретировать их как каналы подъема с больших глубин мантийных флюидов

Таким образом, по геофизическим данным каналы движения глубинных флюидов могут быть выделены как зоны высокой гетерогенности и повышенных сейсмических скоростей, а также как зоны концентрации землетрясений. Повышенные сейсмические скорости в этом случае можно объяснить высоким напряжением, направленной ориентацией кристаллов оливина и соответствующей анизотропией скоростей. По мнению Ф.А. Летникова не исключена также концентрация в этих областях металлов, привнесенных вместе с флюидами из земного ядра.

Зоны повышенных скоростей ограничивают со всех сторон континенты и прослеживаются на границах крупных геоструктур или областей с разными эндогенными режимами [Bijwaard et al., 1998]. Наиболее выразительны они на активных окраинах, где их можно проследить вдоль фокальных зон Беньофа и глубже, почти до ядра (рис. 7). На пассивных окраинах и внутри континентов глубина таких нарушений незначительная, до 70-80 км, то есть они охватывают верхнюю жесткую часть литосферы. Представлены такие нарушения наклонными отражающими границами.

По электромагнитным данным эти нарушения часто являются областями повышенной электропроводности, то есть зонами высокой проницаемости и флюидонасыщенности [Jones et al., 2005]. Наличие таких зон на пассивных окраинах континентов опровергает общепринятое предположение, что флюиды образуются в результате дегидротации пород литосферного слэба, пододвигающегося под континент. Установлено, что такого рода нарушения всегда сопровождаются выделением большого объема водорода и глубинного гелия, то есть являются каналами глубинной дегазации Земли [Дегазация…, 2008; Ларин, 1995; Сывороткин, 1992].

РОЛЬ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Наиболее яркой глобальной неоднородностью верхних оболочек Земли является различие в структуре земной коры и верхней мантии континентов и океанов. Земная кора континентов имеет среднюю мощность от 30 до 50 км, и главное, верхняя ее часть гранито-гнейсовая. Океаническая кора на большей части океанов тонкая – 5-7 км, и сложена она основными породами. Но достаточно большие площади океанов покрыты корой промежуточных типов, имеющих мощность, соизмеримую с континентальной корой, но очень тонкий гранито-гнйсовый слой (субконтинентальная кора) или вообще этот слой отсутствует (субокеаническая кора). Такая кора встречается в виде океанических поднятий во всех океанах [Удинцев, 2000; Pratt, 2000; Погребитский и др., 2002]., и она почти полностью покрывает Арктический океан [Поселов и др., 2007; Кашубин и др., 2011].

Существенные различия наблюдаются и в строении верхней мантии континентов и океанов. При первых же сейсмотомографических построениях для Земли в целом были обнаружены так называемые «корни» континентов в виде областей повышенных сейсмических скоростей в верхах мантии [Jordan, 1979, Dzewonski and Anderson, 1984, Gossler and Kind, 1996]. Эти, континентальные аномалии высоких сейсмических скоростей простирается до глубин в 300-400 км, то есть охватывают почти всю верхнюю мантию.

Природа этой неоднородности до сих пор является дискуссионной проблемой. Концепции тектоники литосферных плит или расширяющейся Земли объясняют природу лишь океанической коры, но они не могут объяснить образование в океанах промежуточных типов коры. Предположения, что различные типы океанической коры являются результатом разрушения (базификации) континентальной коры, трудно обосновать для громадных площадей океанов, так как следов такого глобального преобразования гранито-гнейсового слоя не обнаружено.

Геохимические исследования вещества, слагающего верхние оболочки Земли, дают основание предполагать, что изначально, поверхность Земли не была полностью покрыта континентальной корой [Маракушев, 1999], она образовывалась постепенно и неравномерно по площади. Большое значение при ее формировании имели глубинные флюиды (дегазация Земли). Так, по данным [Лутц, 1994; Летников, 1999, 2000] породы континентальной земной коры и всей литосферы формировались из вещества, насыщенного флюидами, то есть в областях высокого флюидного потока. Наблюдаемое распределения областей мощной континентальной коры и коры промежуточного типа (субконтинентальной и субокеанической), охватывающей, как отмечалось выше, большие площади океанов, дает основание предполагать неравномерность флюидной дегазации. В результате в областях интенсивных потоков флюидов образовались ядра будущих континентов с сиалической корой. Наиболее интенсивный ареальный поток флюидонасыщенного

мантийного материала, создавший набольший объем континентальной коры, относится к протерозою [Лутц, 1994]. Для дальнейшего формирования и сохранения континентальной коры большое значение имел процесс ее гранитизации, который тоже проходит в условиях повышенного потока глубинных флюидов, приносящих в кору необходимую для этого дополнительную энергию. Важность этого процесса обуславливается тем, что гранитизация повышает устойчивость пород относительно различных геохимических воздействий и защищает континентальную кору от разрушения.

Большое значение имели флюидные потоки и при образовании мощной континентальной литосферы. Так, Ф.А. Летниковым [1999, 2000] показано, что длительный процесс выноса в земную кору кремнезема, щелочей, флюидов и некогерентных элементов должен приводить к истощению мантийных пород и их кристаллизации. Чем дольше продолжается этот процесс, тем мощнее становится земная кора и соответствующая ей литосфера. Дальнейшее постепенное остывание делает более стабильными верхи мантии, способствуя образованию менее проницаемой литосферы по сравнению с океаническими областями. Так образовались «корни» континентов.

Можно предположить, что на месте современных океанов поток флюидов был слабым, и здесь сохранялась первичная кора или отдельными пятнами появлялась кора промежуточного типа [Павленкова, 2011б].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, дегазация Земли и флюидная адвекция, определили многие особенности строения верхних оболочек Земли. Они не только привели к созданию атмосферы и гидросферы, но и к формированию неоднородной тектоносферы с континентальной и океанической корой. Глубинные флюиды определили внутреннюю неоднородность литосферы, ее реологическую расслоенность, что в свою очередь определило общие закономерности тектонического развития земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Астапенко В.Н., Файнберг Э.Б. Природа коровой аномалии электропроводности Белорусской антеклизы // Физика Земли. 1999. № 5. С. 54-60.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Лебедева И.А., Барашков И.С. Магнитотеллурическое зондирование коровых проводящих зон // Физика Земли. 1984. № 9. С. 50-56.

Ваньян Л.Л. Проводящий слой в земной коре Центральной Финляндии: миф или реальность.// Физика Земли. №3. 1999. С. 62-64.

Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // Физика Земли. 2002. № 1. С. 1-9.

Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Матвеева М.И. Метастабильность литосферы как проявление восходящих диффузий легких газов // ДАН. 1998. Т. 362, № 5. С. 677-680.

Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы // Материалы Всероссийской конференции, Москва, 22-25 апреля 2008 г. (Отв. ред. А.Н.Дмитриевский, Б.М.Валяев). М: ГЕОС. 2008. 624 с.

Жамалетдинов А.А. Особенности геоэлектрического строения Фенноскандинавского щита по результатам зондирований с контролируемыми источниками // Строение и динамика литосферы Восточной Европы (Ред. А.Ф. Морозов, Н.В.Межеловский, Н.И.Павленкова). М: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. С. 122-132

Жариков А.В., Витовтова В.М., Шмонов В.М. Экспериментальные исследования проницаемости архейских пород из Кольской сверхглубокой скважины // Геологи рудных месторождений. 1990. №6. С. 79-88

Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. МПР, РАЕН, ВНИИгеосистем, «Дубна». М.: 2003. 221 с.

Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, №6. С. 754-762

Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А., Морозов А.Ф., Каминский В.Д., Поселов В.А. Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 5-13.

Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданянц И.Л., Коквина Е.Л., Успенский Н.И. Магнитотеллурические

исследования строения коры и мантии восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1994. № 3. С. 32-36.

Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Боревский Л.В. Геолого-геофизические критерии глубинного прогнозирования по данным изучения сверх-глубоких скважин /Методы и практика исследований глубинного строения недр. Л.: Наука. 1987. С. 97-114.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция). М: Недра. 1995. 101 с.

Лебедев Е.Б., Кадик А.А. Зебарин А.М., Дорман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 5. С. 1090-1093.

Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования / Смирновский сборник – 99. М.: 1999. С. 63-98.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металогении / Проблемы глобальной геодинамики (Отв.ред. Д.В.Рунквист), ГЕОС. 2000. С. 204-224.

Лутц Б.Г. Магматическая геотектоника и проблемы формирования континентальной и океанической коры на Земле // Региональная геология и металогения. 1994. №3. С. 5-14

Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М: Недра. 1999. 253 с.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1978. Т. 249, №4. С. 817-821.

Николаевский В.Н. Трещиноватость и пластичность земной коры // В сб.: Вопросы нелинейной геофизики, ВНИИЯГГ. 1981. С. 15-22.

Осипова И.Л., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Борисова В.П. Геоэлектрические модели Северной Америки // Геомагнитные исследования. 1982. № 29. Радио и связь. С. 117-130.

Павленкова Н.И. Волновые поля и модели земной коры (континентального типа). Киев: Наукова думка.1973. 219 с.

Павленкова Н.И. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Физика Земли, 2006а. №12. С. 43-54.

Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным / Отв.ред. Ю.Г.Леонов, И.Г.Киссин, В.Л.Русинов. Флюиды и геодинамика. М: Наука. 2006б. С. 201-218.

Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52. С. 1287-1301

Павленкова Н.И. Ротационно-флюидная модель глобального тектогенеза /А.Н. Дмитриевскй, Б.М. Валяев (отв.ред.) Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина). М.: ГЕОС. 2011б. С. 69-92.

Погребицкий Ю.Е., Трухалев А.П. Проблема формирования Срединно-Акеанического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса. /Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы (Отв.ред.В.Н.Шалпо). М.: ИФЗ РАН. 2002. С. 189-203

Поселов В.А., Верба В.В., Жолондз С.М. Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2007. № 4. С. 48-59.

Рябчиков И.Д. Флюидный режим мантии Земли / Проблемы глобальной геодинамики (Отв.ред. Д.В. Рунквист). ГЕОС, 2000. С. 195-203.

Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брант С.Б. Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск. ВО «Наука». Сибирская издательская фирма. 1994. 256 с.

Сывороткин В.М. Дегазация Земли и разрушение азонового слоя // Природа. 1992. №9. С. 35-45

Сывороткин В.М. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М: ООО «Геоинформцентр». 2002. 250 с.

Удинцев Г.Б. Неравномерность океанического рифтогенеза и гетерогенность дна океана // Доклады РАН. 2000. Т. 372, № 5. С. 687-690.

Шаров В.И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. №4. С. 19-30.

Aichruth K ., Prodehl C., Thybo H., Crustal structure along the Ccntral Segment of the EGT from seismic-refraction studies // Tectonophysics. 1992. Vol. 207. P. 43-64.

Asch G. , Shurr, B., Bohm, M., et al. Seismological studies in Central and Southern Andes // Andes. Active Subduction Orogeny. Series: Vrontiers in Earth Sciences. Oncken O. Springer. 2007. P. 443-457.

Bailey R.C., Craven J.A., Macnae J.C. and Polzer B.D. Imaging of deep fluids in Archean crust // Nature (London). 1989. Vol. 340. P. 136-138.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J.Geoph. Res. 1998. Vol. 103. B12. P. 30055-30078.

Brace W.F., Walsh J.B., Frangos W.T. Permability of the granites under high pressure. J.Geophys.Res. 1968. Vol. 73. P. 2225-2236

Downes H. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths. Phis. Earth Planet. Inter. 1993. Vol. 79. P. 195-218.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Seismic tomography of the earth's interior // American Scientist. 1984. Vol. 72. P.483-494.

Ganchin Y.V., Smithson S.B., Morozov I.B., Smyth D.K., Garipov V.Z., Karaev N.A.. Kristofferson Y. Seismic studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 288. P. 1-16.

Gilat A and Vol A. Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes // HAIT Journal of Science and Engineering B. 2005. Vol. 2, Issues 1-2. P. 125-167.

Gossler J., Kind R. Seismic evidence for very deep roots of continents // Earth and Planetary Science Letter. 1996. Vol. 138. P. 1-13.

Grad M., Luosto U. Seismic model of the crust of the Baltic Shield along the SVEKA profile in Finland // Ann. Geophys. 1987. 06 B. P. 639-649.

Hyndman R.D., Shearer P.M. Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results // Geophys.J. Int., 1989. Vol. 98, N2. P. 343-365.

Jones, A.G. Electrical conductivity of the continental lower crust // Fountaion D.M., Areulus R. and Kay R.W. (Eds.) Continental lower crust. Development in Geotectonics 23, Elsevier. 1992. P. 81-143.

Jones A.G., Ledo J., Ferguson I.J., Farquharson C., Garcia X., Grant N., McNeice G., Roberts B., Spratt J., Wennberg G., Wolynec L., Wu Z. The electrical resistivity structure of Archean to Tertiary lithosphere along 3200 km of SNORCLE profiles, Northern Canada. Can // J. Earth. Sci. 2005. Vol. 42. P. 1257-1275.

Jordan T.H. The deep structure of the continents // Scientific American. 1979. Vol. 240. P. 70-82.

Kern H., Elastic-wave velocity in the crustal and mantle rocks at the high-low quartz transition and of dehydration reactions // Phys. Earth. Planet. Inter. 1982. No 29. P. 12-23.

Korja T., Hjelt S.-E., Kaikkonen P., Koivukosti K., Rasmussen T.M. and Roberts R.G. The geoelectric model of the POLAR Profile // Tectonophysics. 1989. Vol. 162. P .113-133.

Kurtz R.D., DeLaurirer J.M., Gupta J.C. A magnetotelluric sounding across Vancouver Island sees the subducting Juan de Fuca plate // Nature. 1986. Vol. 321. P. 596-599

Percival J.A. and West G.F. The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis // Can. J. Earth Sci. 1994. Vol. 31. P. 1256-1285

Pratt D. Plate tectonics: a paradigm under threat // J.of Scientific Exploration. 2000. Vol. 14, No.3. P. 307-352.

Snyder D.B. A Caledonian age for reflections from a relic Moho in Scotland // Am. Geophys. Un. Geodyn. Ser. 1991. No 22. P. 307-313.

Volbers R., Jodicke H., Untiedt J. Magnetotelluric study of the earth's crust along the deep seismic reflection profile DECORP-2N. Geol. Rundsch. 1990. Vol. 79. P. 581-601.

ПРИНЦИП МИНИМУМА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ГРАВИТАЦИОННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ПРОБЛЕМА УСТОЙЧИВОСТИ СЛОИСТЫХ СРЕД

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, reb@ifz.ru

ВВЕДЕНИЕ

В геодинамике считается, что практически единственным механизмом, обеспечивающим в локальном и региональном масштабе формирование внутрикорового течения только за счет собственной механической энергии объема, является плотностная инверсия (более плотный слой лежит на слое меньшей плотности). Другие механизмы деформирования слоев тектоносферы, включая термогравитационную конвекцию, требуют совершения работы на границах деформируемых объемов или подвода тепла извне. В этом случае источник энергии лежит за пределами деформируемого массива.

В докладе будет рассмотрен еще один механизм внутрикорового и, возможно, верхнемантийного течения, который энергетически обеспечен внутренним механическим состоянием самой среды, деформируемой этим течением.

Теоретическая возможность течения слоисто-неоднородной среды из-за существования плотностной инверсии обосновывается теоремой Лагранжа – Дирихле, определяющей в качестве устойчивых механических систем те, которые обладают *минимумом потенциальной энергии.* Общепринято мнение, что в случае плотностной инверсии вязких жидкостей – неустойчивость Рэлея-Тэйлора [Rayleigh, 1900] – требование данной теоремы относится к потенциальной энергии силы тяжести. Следствием этой теоремы является положение о том, что устойчивому состоянию отвечает расположение слоев в тектоносфере Земли в порядке возрастания их плотности. В противном случае система становится неустойчивой (по Ляпунову) и для сред, обладающих вязкой текучестью (модели линейной или нелинейной ньютоновской реологии), будет происходить перераспределение вещества для достижения минимума потенциальной энергии сил тяжести [Rayleigh, 1900]. В конечном итоге, в процессе течения в системе из двух слоев сверху оказывается менее плотный слой. Сам процесс течения обеспечивается разностью потенциальной энергии сил тяжести первого состояния, когда внизу лежал менее плотный слой, и второго, когда он оказался наверху. Эта разность энергии и выделится в тепло в процессе вязко-ползучего или пластического течения [Biot, 1959].

Следует заметить, что теорема о минимуме относится к полной потенциальной энергии, в которую входит не только потенциальная энергия силы тяжести, но и механическая энергия – внутренняя энергия упругих деформаций. В механике именно положение о минимуме упругой энергии (МУЭ) является определяющим при расчете напряженного состояния объектов с применением вариационных методов.

В приложении к проблемам геодинамики следует заметить, что в тектоносфере бо́льшая часть внутренней упругой энергии геосреды связывается с действием сил тяжести, т.е. с гравитационным напряженным состоянием. Наибольший вклад в энергию этого состояния доставляет энергия упругого изменения объема, удельные значения которой для верхних слоев тектоносферы много больше энергии изменения формы (для средней коры более 95%, а для мантии более 99.9%). Интеграл по объему коры и мантии (нижняя и верхняя) дает значение этой энергии порядка $2.5\ 10^{32}$Дж. При таком расчете предполагается, что нормальные напряжения равны литостатическому давлению p_{lt}, а удельная упругая энергия объемного деформирования пропорциональна квадрату литостатического давления:

$$W_{од} \approx \frac{p_{lt}^{\ 2}}{2K}, \qquad (1)$$

где K - объемный упругий модуль.

Будем анализировать выполнение теоремы Лагранжа – Дирихле для слоистой тектоносферы в приложении к энергии упругих деформаций, вызываемым массовыми силами, полагая далее, что девиаторные напряжения малы в сравнении с литостатическим давлением (1). Попробуем в результате такого анализа найти ответ на законный вопрос: *массив горных пород будет обладать*

устойчивостью в поле силы тяжести при любом распределении упругих свойств, составляющих его плоскопараллельных слоев одинаковой плотности, или имеются такие случаи чередования упругих свойств слоев, при которых этот принцип устойчивости не выполняется?

О НЕУСТОЙЧИВОСТИ СЛОИСТОЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ПРИ ИНВЕРСИИ ПЛОТНОСТИ

Сначала рассмотрим задачу течения слоистой среды с вязкой реологией, связанного с инверсией плотности ее слоев, заданной в начальном состоянии, и вытекающей отсюда неустойчивостью состояния по А.М. Ляпунову. Будем рассматривать два состояния двуслоя, находящегося внутри массива, начальное, когда верхним являлся более плотный слой ($\rho_1 > \rho_2$), и конечное, когда в результате течения верхним является уже менее плотный (рис. 1). В работе М. Био [Biot, 1959] при решении этой задачи на границе контакта слоев вводились дополнительные распределенные вертикальные силы – контактные напряжения. Необходимость введения подобных сил диктовалось способом построения решения задачи, который опирался на Эйлеровы координаты (параметры задачи отвечают координатам пространства, а не среды). Величина этих сил определялась амплитудой внедрения вверх и вниз соответственно более легкого (нижний слой) и более тяжелого (верхний слой) вещества. Введенные таким образом контактные напряжения позволяли ставить задачу о подборе оптимальной длины волны гармонического возмущения границы контакта, доставляющей максимальные скорости ее изменения (течения).

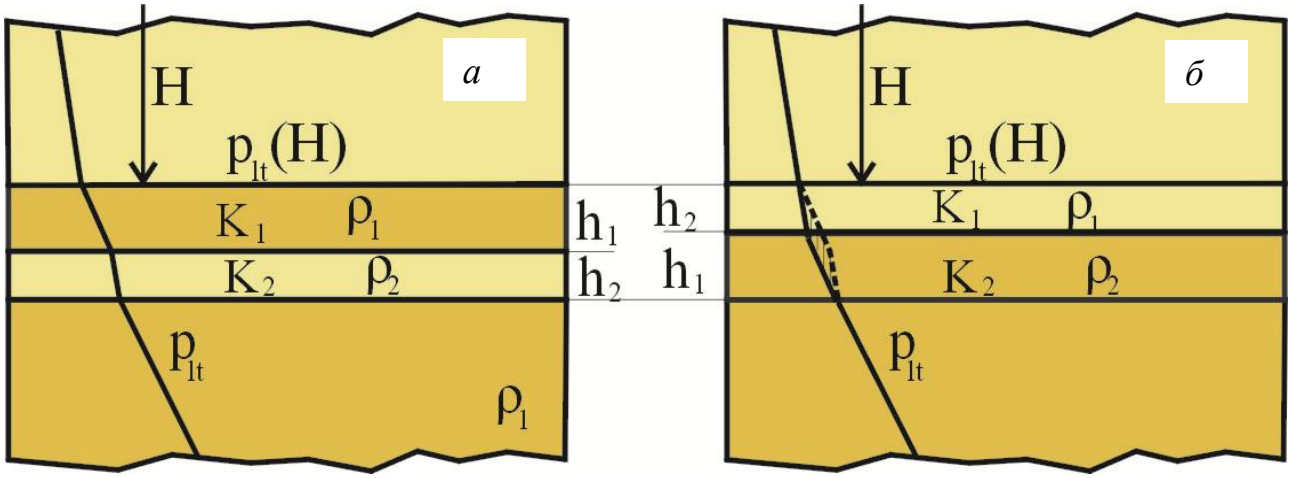


Рис. 1. Расчетная схема в виде двух слоев разных упругих свойств и разной плотности, расположенных на глубине действия литостатического давления $p_{lt}(H)$, при двух вариантах их взаимного положения (*а, б*). Ломаная сплошная линия определяет величины давления на разных глубинах. Заштрихованная область для второго состояния (*б*) характеризует изменение литостатического давления (потенциальной упругой энергии) в пределах двуслоя

Если М. Био контактные напряжения определял на основании анализа силовой схемы (внедряющееся вверх легкое вещество создает силы плавучести, а погружающееся вниз более тяжелое вещество должно тонуть), то в работе Х. Рамберга [1985] постановка подобной задачи рассматривалась с энергетических позиций. Поскольку работа на внешних границах системы равна нулю, то Х. Рамберг предложил связывать скорость энергии вязкой диссипации со скоростью уменьшения потенциальной энергии системы – « ... тектонические движения происходят за счет уменьшения механического потенциала системы тел, принимающих участие в процессе» ([Рамберг, 1985] , стр. 16). Таким образом, он перешел от силовой постановки задачи к энергетической.

При этом Х. Рамберг заметил, что уменьшение общего механического потенциала происходит как за счет потенциальной энергии сил тяжести – *гравитационный потенциал*, так и за счет изменения положения вещества в поле гравитационного напряженного состояния, которое изменяется по глубине. Из рис. 1 видно, что в случае смены расположения слоев также изменяется и литостатическое давление, а, следовательно, изменяется и удельная потенциальная упругая энергия гравитационного напряженного состояния, которую можно рассчитать согласно выражению (1).

Однако Х. Рамберг в своих теоретических исследованиях использовал модель несжимаемого вязкого тела, упругими свойствами которого пренебрегал, и поэтому он для учета изменения второй

составляющей механического потенциала ввел понятие *объемного потенциала* $\Phi_{on} = Vp_{lt}$ (V - объем тела, имеющий среднее давление p_{lt}). При этом удельную энергию объемного потенциала Х. Рамберг представлял в виде:

$$W_{on} = p_{lt}, \qquad (2)$$

Анализируя взаимное соотношение изменений гравитационного и объемного потенциалов применительно к задаче плотностной инверсии двуслоя в массиве (рис. 1), Х. Рамберг заметил, что они дают одинаковые значения. Он также показал, что в других задачах вязкого течения неоднородных сред в поле сил тяжести соотношения между изменениями этих потенциалов могут быть иными.

Отметим разницу между удельной упругой энергией изменения объема гравитационного напряженного состояния, представленного выражением (1), и удельной энергией объемного потенциала по Х. Рамбергу (2). В последнем отсутствует объемный упругий модуль, т.е. его значение не зависит от свойств контактирующих материалов. Формально смена двух состояний двуслойного участка массива, представленная на рис. 1, в рамках идеи Х. Рамберга приводит к тому, что в разнице двух потенциальных состояний действительно помимо разницы потенциальных энергий сил тяжести присутствует дополнительный член, отражающий изменение давления в слоях двуслоя. Но фактически такое представление полной потенциальной энергии просто удваивает потенциальную энергию силы тяжести.

В дальнейших расчетах, рассмотренных в монографии [Рамберг, 1985] применительно к многослойным средам, использовались значения контактных напряжений, полностью совпадающие с теми, что были получены М. Био [Biot, 1959]. Таким образом, ни Х. Рамбер, ни М. Био в своих расчетах не учитывали влияние на неустойчивость слоистых сред их упругих свойств.

АНАЛИЗ ВЫПОЛНЕНИЯ ДЛЯ СЛОИСТОЙ СРЕДЫ МУЭ ПРИ БОЛЬШИХ ДЕОФОРМАЦИЯХ

Выполнив небольшое отступление в историю проблемы, перейдем теперь к рассмотрению нашей задачи, связанной с неустойчивостью, обусловленной неоднородностью по глубине упругой жесткости. Будем считать, что представленные на рис. 1 два бесконечных плоских слоя имеют одинаковую мощности $h_1 = h_2 = h$ и обладают разной плотностью и разной упругой сжимаемостью (компетентный и некомпетентный слои), и сравним упругую энергию этих слоев при разном их взаимном расположении в поле силы тяжести (рис. 1). Будем считать, что эти слои контактируют друг с другом и расположены в массиве на глубине, определяющей уровень литостатического давления равный p_{lt} (уровень давления на кровле верхнего слоя). Будем полагать параметры, определяющие пластические свойства пород, такими, что в них уровень девиаторных напряжений много ниже всестороннего давления, равного p_{lt}. Для упруго-пластического тела Кулона – Мора или Друккер – Прагера подобная ситуация может быть обеспечена высоким уровнем флюидного давления, близким к литостатическому, а для тела Мизеса – низкими значениям предела текучести. Будем далее пренебрегать девиаторными напряжениями, полагая, что в среде действует только всестороннее давление, равное литостатическому. В этом случае удельная упругая энергия каждого из слоев может быть записана в следующем виде:

$$W_1 \approx \frac{\left(p_{lt} + \rho_1 g h_1 / 2\right)^2}{2K_1}, \quad W_2 \approx \frac{\left(p_{lt} + \rho_1 g h_1 + \rho_2 g h_2 / 2\right)^2}{2K_2} \qquad (3)$$

Здесь нижний индекс $i = 1,\ 2$ определяет порядковый номер слоя сверху вниз, ρ_i, K_i и h_i - соответственно плотность, модуль объемной упругости и мощность слоя. При записи выражений (3) давление в каждом из слоев принималось равным значению в его середине. Такое упрощение отличает выражения (1) от точных выражений на величину $\left(\rho_i g h_i\right)^2 / \left(12K_i\right)$, которая считается малой в сравнении p_{lt}^2 / K_i.

Продолжим упрощение выражений (3), полагая $p_{lt} >> \rho_i g h_i$:

$$W_1 \approx \frac{(p_{lt} + \rho_1 g h_1) p_{lt}}{2K_1}, \quad W_2 \approx \frac{(p_{lt} + 2\rho_1 g h_1 + \rho_2 g h_2) p_{lt}}{2K_2} \tag{4}$$

Так же, как и в предыдущем случае, упрощенные выражения (4) отличаются от выражений (3) на малые величины порядка $(\rho_i g h_i)^2 / K_i$.

Суммарная упругая энергия столбца единичной латеральной длины l_x, l_y и мощности $h_1 + h_2$, включающего в себя оба рассматриваемых столбца (рис. 1, *а*), определится выражением:

$$\sum W_{12} \approx l_x l_y \left[\frac{(p_{lt} + \rho_1 g h_1) h_1}{2K_1} + \frac{(p_{lt} + 2\rho_1 g h_1 + \rho_2 g h_2) h_2}{2K_2} \right] p_{lt}. \tag{5}$$

Если слои поменять местами, сохранив их индексы (рис. 1, *б*), то суммарная энергия столбца этих двух слоев примет следующее выражение:

$$\sum W_{21} \approx l_x l_y \left[\frac{(p_{lt} + \rho_2 g h_2) h_2}{2K_2} + \frac{(p_{lt} + 2\rho_2 g h_2 + \rho_1 g h_1) h_1}{2K_1} \right] p_{lt}. \tag{6}$$

Разность значений двух выражений (5) и (6), определяющая разность удельных упругих энергий двух расположений слоев, будет выглядеть следующим образом:

$$\sum W_{12} - \sum W_{21} \approx l_x l_y \left[\frac{\rho_1}{K_2} - \frac{\rho_2}{K_1} \right] h_1 h_2 p_{lt}. \tag{7}$$

Согласно принципу МУЭ устойчивость начального состояния, отвечающая расположению слоев сверху вниз по их индексам, требует выполнения условия:

$$\frac{\rho_2}{K_1} \geq \frac{\rho_1}{K_2}. \tag{8}$$

Если положить плотности слоев одинаковыми ($\rho_1 = \rho_2$), то из (8) следует:

$$K_2 \geq K_1, \tag{9}$$

т.е. *принцип МУЭ требует расположения слоев в порядке возрастания их упругих модулей объемного сжатия*. Если это условие не выполняется, то система потенциально неустойчивая.

Если плотности различны, то устойчивость системы определяется требованием минимума суммы потенциальной энергии упругих деформаций и потенциальной энергии сил тяжести. В приложении к рассмотренной системе из двух слоев это условие определяет необходимость выполнения выражения:

$$\left[\frac{\rho_1}{K_2} - \frac{\rho_2}{K_1} \right] p_{lt} + [\rho_1 - \rho_2] \leq 0. \tag{10}$$

Выражение (10) можно преобразовать к виду:

$$\frac{p_{lt}}{\overline{K}} \frac{\Delta K}{\overline{K}} + \chi \frac{\Delta \rho}{\overline{\rho}} \geq 0 \text{ при } \begin{array}{ll} \Delta K = K_2 - K_1 & \Delta \rho = \rho_2 - \rho_1 \\ \overline{K} = K_2 + K_1 & \overline{\rho} = \rho_2 + \rho_1 \end{array}, \ \chi = 1 - \left(\frac{\Delta K}{\overline{K}} \right)^2 + \frac{p_{lt}}{\overline{K}}. \tag{11}$$

Из условия (11) видно, что если $\Delta\rho > 0$ и $\Delta K > 0$ (плотность и упругая жесткость слоев с глубиной возрастает), то *состояние устойчивое* всегда.

Для $\Delta\rho > 0$ и $\Delta K < 0$ (с глубиной плотность возрастает и упругая жесткость слоев уменьшается) *неустойчивым* может быть состояние, для которого выполняется условие:

$$\frac{p_{lt}}{\overline{K}} \frac{|\Delta K|}{\overline{K}} > \chi \frac{\Delta \rho}{\overline{\rho}}. \tag{12}$$

Если же $\Delta\rho < 0$ и $\Delta K < 0$ (плотность и упругая жесткость слоев с глубиной уменьшается), то из (10) следует, что *состояние всегда неустойчивое*.

В случае, когда $\Delta\rho < 0$ и $\Delta K > 0$ (инверсия плотности при возрастании упругой жесткости слоев с глубиной), состояние может сохранить *устойчивость*, если выполнится условие:

$$\frac{p_{lt}}{\overline{K}}\frac{\Delta K}{\overline{K}} \geq \chi \frac{|\Delta\rho|}{\overline{\rho}}. \qquad (13)$$

Согласно (13), даже если существует инверсия плотности ($\Delta\rho < 0$), то среда может сохранять стабильность при определенной степени увеличения упругой жесткости с глубиной.

Таким образом, при отсутствии в массиве резких изменений плотности появление упруго-жестких слоев в окружении менее жестких (компетентный слой в окружающем некомпетентном массиве) является признаком неустойчивого состояния (невыполнение условия (10)).

Повышение плотности с глубиной за счет изменений минерального состава, а не за счет уплотнения под действием массовых сил, в целом является стабилизирующим фактором, уменьшающим эффекты требования выполнения условия МУЭ. Однако при определенном соотношении параметров условие МУЭ может превысить эффект от требования минимума потенциальной энергии гравитационных сил. В этом случае устойчивым окажется состояние, при котором верхним будет более плотный слой, обладающий меньшей упругой жесткостью, чем нижний (13).

Отметим еще одно важное свойство проявления инверсии упругой жесткости в слоях тектоносферы, вытекающее из выражения (11). *С глубиной влияние этого фактора возрастает*. Это следует из наличия коэффициента $p_{lt}/\chi\overline{K}$ при $\Delta K/\overline{K}$. Вблизи поверхности значение этого коэффициента близко к нулю, и эффект, связанный с инверсией в слоях упругой жесткости, себя не проявляет. С увеличением глубины залегания слоев значение этого коэффициента начинает возрастать, и для осадочных горных пород на глубине 4 км его величина может приближаться к 0.05-0.1. Поскольку в горных породах коры значения упругой жесткости могут отличаться в несколько раз и даже более чем на порядок (например, глина и песчаники или известняки), а перепады плотности не превышают первых единиц процента, то в выражении (11) первое слагаемое может давать значения порядка 0.05-0.1 (объемные модули пары слоев 10^4 и 10^5 кг/см^2) в то время как второе не будет превышать 0.05 (плотности пары слоев 2.6 и 2.8 г/см^3). Иными словами, первое слагаемое, обусловленное инверсией упругого объемного модуля, дает вполне сопоставимый в сравнении с инверсией плотности вклад в отклонение потенциальной энергии от минимальных значений.

Этот эффект еще более возрастает, если учитывать уменьшение эффективных значений объемного упругого модуля пород, вызываемым долговременным влиянием флюида, находящегося под давлением в трещинно-поровом пространстве. При деформациях, направленных на увеличение объема, энергия, запасенная сжатым флюидом, расходуется, увеличивая поровое пространство пород. Это приводит к уменьшению напряжений растяжения, требуемых для деформационного увеличения объема пород. Наоборот, когда внешние силы уменьшают объем пород, то отекание флюида по трещинным каналам из областей локального сжатия в области локального растяжения обеспечивает достижения больших деформаций уменьшения объема среды при действии меньших сил сжатия. На длительных временах флюидный заполнитель, находящийся под давлением, может на порядок понизить эффективные упругий объемный модуль трещиноватых пород. Таким образом, вклад первого члена в выражении (11) может еще увеличиться.

На рис. 2 проведена схема, иллюстрирующая уменьшение упругой энергии при деформации границы контакта двуслоя. При подъеме вверх объемов некомпетентных пород они замещают породы, обладающие большим упругим модулем, а на их место поступают такие же некомпетентные породы. В этом сегменте массива внутренняя энергия увеличивается на величину $\delta W^u > 0$, отвечающую на рис. 2 длине соответствующей горизонтальной линии. В расположенном рядом сегменте происходит опускание вниз объемов компетентных пород. Они замещают породы, обладающие меньшим упругим модулем, а на их место поступают некомпетентные породы. В этом сегменте массива внутренняя энергия уменьшается на величину $\delta W^d < 0$, отвечающую на рис. 2 длине соответствующей горизонтальной линии.

Из графиков изменения с глубиной упругой энергии компетентного и некомпетентного слоя, представленных на рис. 2, видно, что $\left|\delta W^d\right| > \delta W^u$. Это связано с законом квадратичного роста по глубине удельной упругой энергии деформаций в условиях действия только гравитационного напряженного состояния. Таким образом, общее изменение упругой энергии двух смежных сегментов будет величиной отрицательной:

$$\delta W = \delta W^d + \delta W^u < 0, \qquad (14)$$

т.е. результатом формирования рельефа границы контакта двух слоев, верхний из которых обладает большими значениями модуля объемной упругости, является снижение упругой энергии всей системы.

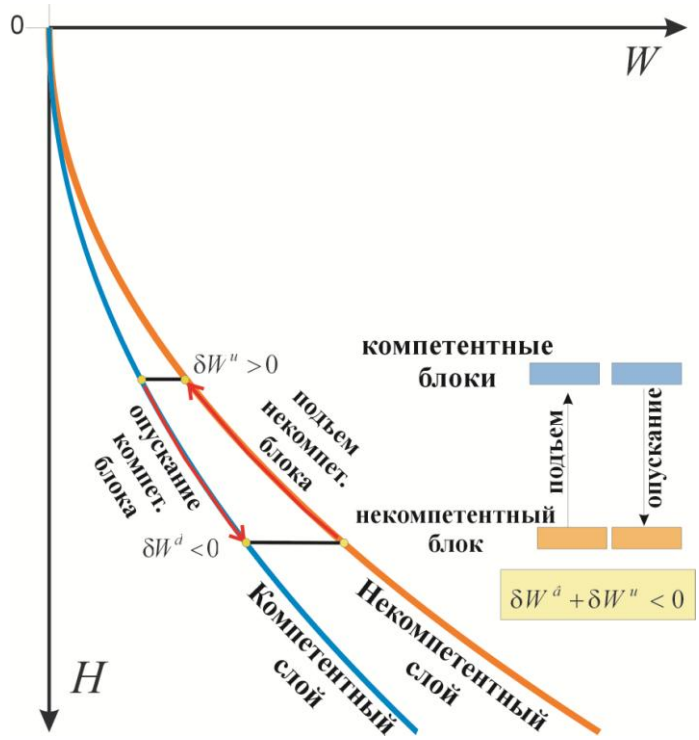


Рис. 2. Графики изменения с глубиной упругой энергии двух веществ с разной упругой жесткостью, которым отвечают компетентный (более жесткий) и некомпетентный (менее жесткий) слои. На схема стрелками показано изменение упругой энергии при замене компетентного блока на некомпетентный (его подъем вверх) и при замене некомпетентного блока на компетентный (при его опускании вниз). В этом случае энергия двуслоя уменьшается, что определяется разной длиной горизонтальных линий, соединяющих кривые функций энергий на глубине середин компетентного и некомпетентного слоев

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ СЛОИСТОЙ СРЕДЫ ДЛЯ МАЛЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

Выше представленный расчет изменения энергии упругих деформаций гравитационного напряженного состояния опирается на возможность осуществления больших деформаций в среде. Фактически предполагается возможность течения среды. Подобная ситуация возможна в том случае, если среда на больших временах ведет себя подобно жидкости – вязко течет, либо если область неустойчивого состояния находится на тех глубинах, где среда достигает предельного состояния пластического течения. В последнем случае применительно к породам коры речь должна идти не об истинном пластическом течении, а о катакластическом деформировании за счет активизации разномасштабных трещин [Ребецкий, 2008].

Если в слоях предельное состояние не достигнуто, либо, если скорости ползучести крайне низки (условия верхней кристаллической коры), то эти слои могут бесконечно долго оставаться плоскими, не реализуя это потенциальное стремление. Но когда в упруго-пластической среде преодолен предел текучести, то невыполнение принципа МУЭ приведет к формированию тектонического течения и это течение будет происходить так, чтобы наиболее быстро приблизиться к равновесному.

При доказательстве неустойчивости состояния по Ляпонову, кроме обоснования уменьшения потенциальной энергии на больших изменения формы и положения объектов, необходимо также показать, что и для малых возмущений геометрии объектов наблюдается искомый эффект. С этой целью также как это было сделано в свое время М. Био [Biot, 1959] рассмотрим состояние плоского двуслоя вблизи контакта, слагающих его слоев (рис. 3).

Будем полагать, что эта граница контакта испытывает малые вертикальные перемещения, отвечающие гармоническому закону:

$$\zeta(x) = \zeta_0 \sin \alpha x\,,\ \alpha = \pi / L\,, \qquad (15)$$

где $2L$ - длина волны гармонического возмущения, а $\zeta_0 > 0$ - амплитуда возмущения.

Рассчитаем энергию упругих деформаций в той части двуслоя, которая заключена между новым и старым положением границы контакта (красная и черные линии на рис. 3 соответственно). В области, заключенной между красной (новое положение границы) и черной (старое положение границы) линиями, изменение среднего значения давления вдоль оси x можно записать как $p_{lt} + \zeta(x)\ \rho g / 2$. Будем оценивать упругую энергию на основании этого среднего значения давления, пренебрегая отклонениями от него. Поскольку энергия пропорционально квадрату давления, то в этом случае мы пренебрегаем величинами порядка $\zeta\rho g$ в сравнении с p_{lt}, т.е. данный расчет применим, когда глубина расположения двуслоя много больше амплитуд возмущения внутренней его границы. В этом случае для правого и левого (относительно оси z) участков исследуемой области (A и B) разность удельных энергий нового и начального состояний может быть записано в виде:

$$dW_A = \frac{\left(p_{lt} - \zeta\rho g / 2\right)^2}{2K_1} - \frac{\left(p_{lt} - \zeta\rho g / 2\right)^2}{2K_2}\,,\ 0 \le x \le L\,, \qquad (16)$$

$$dW_B = \frac{\left(p_{lt} - \zeta\rho g / 2\right)^2}{2K_2} - \frac{\left(p_{lt} - \zeta\rho g / 2\right)^2}{2K_1}\,,\ -L \le x \le 0\,.$$

Учитывая изменение знака ζ на участке A (опускание границы) и B (подъем границы), запишем выражение для суммарного изменения энергии упругих деформаций, интегрируя сумму выражений (16) по области $0 \le x \le L$:

$$\sum dW = \int_0^L \left[\frac{p_{lt}\zeta_0\rho g}{K_1} - \frac{p_{lt}\zeta_0\rho g}{K_2}\right] \sin \alpha x\ dx = \frac{L}{\pi}\rho g \zeta_0 p_{lt}\left[\frac{1}{K_2} - \frac{1}{K_1}\right] < 0\,,\ \text{при}\ K_2 > K_1\,. \qquad (17)$$

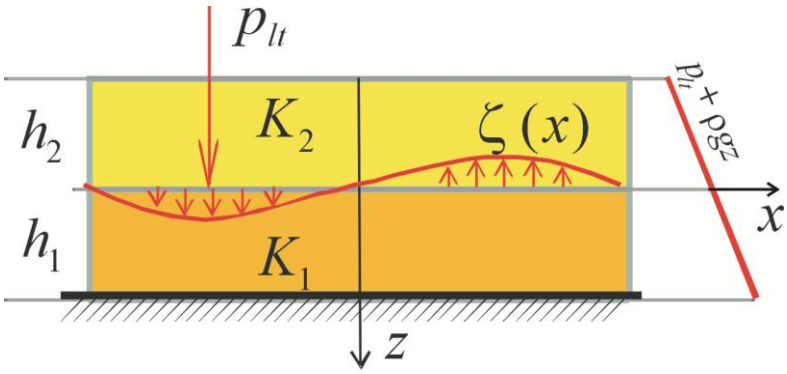


Рис. 3. Схема для расчета изменения потенциальной энергии двуслоя при малых изменениях границы контакта слоев. Двуслой находится на глубине, при которой на границе контакта слоев существует давление p_{lt}, плотность слоев одинаковые. Граница контакта слоев испытывает малые гармонические перемещения ζ

Поскольку изменение удельной энергии в выражениях (16) записаны относительно начального состояния, то отрицательное значение $\sum dW$ в исследуемой области отражает, что в начальном состоянии энергии было больше, чем в конечном. Таким образом, выражение (17) показывает, что при малых возмущениях границы контакта слоев упругая энергия системы уменьшается тогда, когда верхним в двуслое является более жесткий слой ($K_2 > K_1$). За счет этого уменьшения и будет идти накопление необратимых деформаций. Граница контакта слоев деформируется без приложения внешнего воздействия.

Если бы верхним в двуслойной пачке являлся менее упруго-жесткий слой, то из (17) следует, что энергия системы будет увеличиваться, что говорит о необходимости приложения дополнительных внешних сил для совершения работы по деформированию границы.

ОБСУЖДЕНИЕ ВОЗМОЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПРИЛОЖЕНИЯ ПРИНЦИПА МУЭ

Приведенные расчеты показали, что при постоянной плотности слоев и одинаковой их мощности повышение величины упругой жесткости с глубиной (10) является условием устойчивости

системы. Геофизические и сейсмологические данные показывают, что *в консолидированной коре обычно параметры упругой жесткости ее слоев с глубиной возрастают, что определяет выполнение условия МУЭ*. Согласно известным соотношениям, модуль объемной упругости линейно связан с плотностью пород и нелинейно со скоростью сейсмических волн:

$$K = \rho\, v_P^2\left(1-\frac{4v_S^2}{3v_P^2}\right). \qquad (18)$$

Из выражения видно, что если с глубиной возрастает скорость продольных волн при слабых изменениях отношения скоростей сейсмических волн, то модуль упругости увеличивается больше, чем увеличивается плотность.

Отклонения от этого правила, когда в ниже лежащих слоях скорость ниже, чем вышележащих, могут наблюдаться в осадочных бассейнах, в средней части консолидированной коры и в верхней мантии. Так, в частности, по сейсмологическим данным в коре в средней ее части (глубины 10-20 км) существует волновод (Гуттенберга), в котором наблюдается резкое падение скорости (около 10%) продольных волн (рис. 4). Согласно выражения (18), если скорость продольных волн падает, то модуль упругой жесткости может уменьшаться даже при увеличении плотности. Уменьшение скорости продольных волн на 10% приводит к уменьшению упругой жесткости почти на 20% при неизменной плотности.

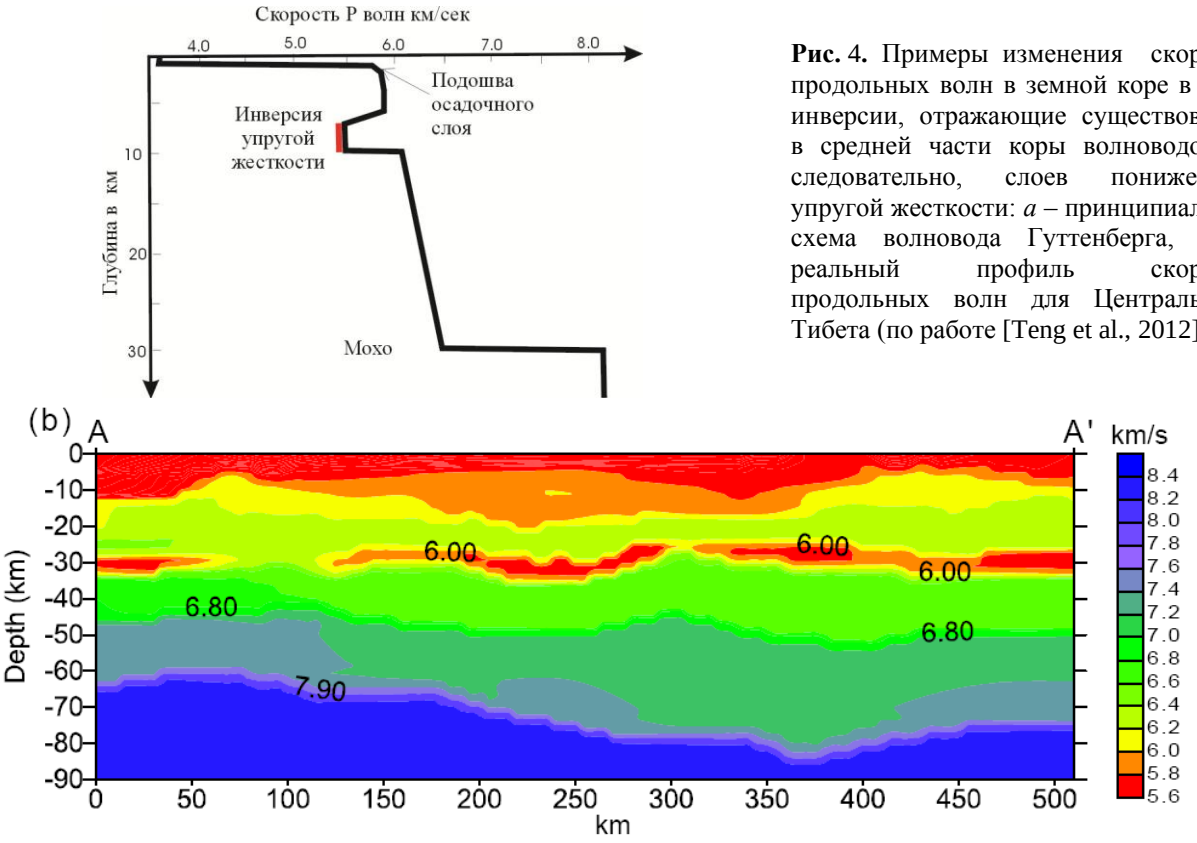


Рис. 4. Примеры изменения скорости продольных волн в земной коре в виде инверсии, отражающие существование в средней части коры волноводов и, следовательно, слоев пониженной упругой жесткости: *а* – принципиальная схема волновода Гуттенберга, *б* – реальный профиль скорости продольных волн для Центрального Тибета (по работе [Teng et al., 2012])

Также возможно существование слоя с пониженными значениями упругой жесткости верхней мантии в подлитосферном слое (глубины 200-350 км). Во всяком случае, сейсмологи иногда здесь выделяют область пониженной скорости продольных и поперечных волн в сравнении с вышележащими слоями (литосферой), что связывают с понятием астеносферного слоя. Считается, что подобное снижение скоростей связано с аномально повышенной температурой этого участка верхней мантии.

Обычно наличие астеносферного слоя рассматривают как повышенную вероятность формирования термо-гравитационной конвекции в верхней мантии, что можно определять как внутреннюю потерю устойчивости этого аномально разогретого слоя. Однако, если подобный слой существует, и если понижение скорости продольных волн обусловлено снижением в этом слое

упругих модулей, то этот факт означает невыполнение условия МУЭ и *нестабильность системы литосфера-астеносфера*.

О РЕАЛИЗАЦИИ НЕУСТОЙЧИВОГО СОСТОЯНИИ В ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТАХ

Известно, что характер отклика на малые энергетические импульсы определяет отличие устойчивых и неустойчивых состояний [Пригожин, 1985]. Для упругих сред *устойчивое состояние не требует совершения работы на замкнутом пути малого нагружения.* Можно высказать дополнительное предположение, что для диссипативных сред устойчивые состояния требуют *равенства работы внешних сил, совершенной на малых изменениях состояния, работе, необходимой для его восстановления*.

В проблеме смены неустойчивого состояния, вызванного невыполнением требования МУЭ, высказанная выше гипотеза имеет следующую интерпретацию. Пусть в системе двуслоя, в которой верхним является более жесткий слой, возникает бесконечно малое возмущение от первоначально прямолинейной формы слоев. Пусть это очень слабое возмущение направлено в сторону достижения системой меньших значений упругой энергии. В этом случае течение осуществляется не только за счет малой энергии внешнего возмущения, но и за счет внутренней энергии упругих деформаций. Для реализации подобного течения требуется лишь достижение точками объема, где оно происходит, предельного состояния текучести. Если теперь возникнет малое возмущение, определяющее деформации системы в противоположную сторону, то в этом случае внешним силам потребуется совершить бо́льшую работу, включающую в себя затраты на тектоническое течение и повышение внутренней упругой энергии системы. Для осуществления подобного течения возмущение уже не может являться бесконечно малым.

Теперь становится понятно, каким образом может реализоваться неустойчивость в системе рассматриваемого двуслоя. В тектоносфере Земли всегда имеют место малые периодические возмущения, связанные с различными процессами: сейсмические волны, лунные приливы, сезонные деформации, вековые вариации вращения Земли и др.. Поскольку все эти периодические возмущения имеют ограниченный энергетический уровень (наиболее сильные из них лунные приливы обеспечивают деформации порядка 10^{-8}, а сейсмические волн на удалении более 100 км от источника – менее 10^{-6}), то их воздействие в сторону уменьшения внутренней механической энергии системы приводят к бо́льшим изменениям строения среды, чем воздействия, сопровождающиеся, увеличением внутренней механической энергии системы. Накапливая свой воздействия за тысячи и миллионы лет, малые периодические возмущения создают возможность реализации неустойчивости, направляя течение в сторону формирования в системе МУЭ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя результаты анализа, представленные в настоящей статье, можно утверждать: сделано ***открытие*** нового ранее неизвестного явления неустойчивости слоистой тектоносферы Земли, возникающей в гравитационном поле напряжений и вызываемой инверсией упругих модулей.

Еще раз отметим, что необходимым условием перехода слоистой среды, в которой нарушено правило увеличения упругой жесткости с глубиной, будет являться ее способность к течению. Это определяет роль на данный процесс механизмов ползучести и механизмов закритического пластического течения. Данное явление особенно эффективно должно себя проявлять для глубинных структур, что связано с ролью литостатического давления (см. выражение (11)).

Приложение открытого явления будет иметь место не только в геодинамике при решении проблемы механизмов эволюции тектонических структур и в тектонофизике при изучении механизмов генерации напряжений, но и в сейсмологии и геофизике, поскольку дает уникальный инструмент прямой интерпретации данных наблюдений. Вероятно, открытое явление даст импульс рассмотрения новых задач математической физики и разделов в синергетической теории.

В статье мы привели наиболее очевидный пример применения положения о МУЭ в поле сил тяжести для упруго-пластичного и упруго-ползучего тела, когда разные упругие свойства имеют два слоя бесконечных горизонтальных плоских слоя. Однако подобных примеров может быть множество. Условию МУЭ также должны удовлетворять и два рядом расположенных тела, имеющих разные значения упругих модулей и совокупность чередующихся слоев с разными упругими параметрами и т.д. Понятно, что во всех случаях крайним случаем выполнения условия МУЭ в поле сил тяжести является среда с плоскими горизонтальными слоями. Однако это состояние во многих случаях

недостижимое из-за влияния сил сухого трения и наличия предела текучести пород, и поэтому данное условие следует воспринимать как *тенденцию*.

Важными следствиями выявленной неустойчивости тектоносферы, связанной с энергией упругих деформаций в поле силы тяжести, является необходимость даже при решении соответствующих задач о действии длительных тектонических процессов сохранять упругость в используемых моделях тел, т.е. работать с моделями вязко-упругих или упруго-пластических тел.

Именно использование при решении геодинамических задач моделей среды с нелинейно вязкой реологией без учета упругих деформаций и обусловило тот факт, что данное явление осталось незамеченным. Упругость дает малый вклад в общие деформации, но определяет направленность процесса деформирования, что особо важно для состояний, близких к неустойчивым.

Другим важным следствием рассмотренного нового неустойчивого состояния является выявленная в процессе анализа роль малых периодических возмущений. Вероятно, их роль является определяющей не только в рассмотренном случае, но и в других случаях приближения участков тектоносферы к неустойчивому состоянию, например к генерации землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. М.: Наука.1985. 324с.

Biot M.A. The influence of gravity on the folding of a layered viscoelastic medium under compression // J. Franklin Inst. 1959. Vol. 267, No 3. 211 p.

Rayleigh Lord. Investigation of the character of the equilibrium of an incompressible heavy fluid of variable density. Scientific Papers. 1900. ii. 200. Cambridge. England.

Teng J., Zhang Z., Zhang X, Wang C., Gao R., Yang B., Qiao Y., Deng Y. Investigation of the Moho discontinuity beneath the Chinese mainland using deep seismic sounding profiles // Tectonophysics. 2012. Doi:10.1016/j.tecto.2012.1011.1024.

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ОСОБЕННОСТИ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ РЕГИОНА АКТИВНОЙ СДВИГОВОЙ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ НА ПРИМЕРЕ РАЗЛОМА САН-АНДРЕАС

Т.В. Романюк.[1,2]

[1] – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва
[2] –Российский Государственный Университет нефти и газа им. И.М. Губкина, г. Москва

АННОТАЦИЯ

В работе приводится краткое (схематичное) описание цепочки главных кайнозойских геодинамических событий на юго-западной окраине Северо-Американского континента, сопровождавших преобразование конвергентной межплитовой границы в трансформную и внесших подавляющий вклад в современный облик тектонических провинций и строение коры региона разломной системы Сан-Андреас, на которой релаксируют относительные сдвиговые перемещения Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит. На основе обобщения большого количества разнообразных геолого-геофизических данных скомпилирована 3-D комплексная тектонофизическая модель региона, обоснован выбор реологической модели среды для различных блоков/слоев коры и мантии. Описан механизм миграции на восток главной плоскости скольжения в разломной системе Сан-Андреас и особенности современного геодинамического режима системы. Сведены геолого-геофизические данные, на которых основаны наши представления о структуре трансформной разломной системы Сан-Андреас и тонкой структуре разлома Сан-Андреас, который является главным разломом системы, аккомодирующим более половины сдвиговой активности в системе. Обсуждаются оценки величин и ориентации напряжений, действующих как непосредственно на разломе, так и в соседних к нему блоках, флюидный режим, степень анизотропности материала разломной области и т.п. Обоснована модель непосредственно разломной зоны, которая представляет собой зону дробления шириной 100-500 м (с породами повышенной трещиноватости и деформативности), характеризующимися пониженными сейсмическими скоростями и электрическим сопротивлением, а также повышенной пористостью. Внутри зон дробления располагаются стрэнды – зоны шириной 2-3 м, в которых локализуются сдвиговые движения. С позиций сейсмического режима различают «запертые» и «криповые» сегменты разломов. Результаты эксперимента SAFOD показали, что деформации механически слабой «криповой» части разлома Сан-Андреас контролируются наличием слабых минералов (глинистые пленки на поверхностях фолиации), а не высоким флюидным давлением или другими предполагаемыми гипотетическими механизмами.

ВВЕДЕНИЕ

Регионы границ литосферных плит – это наиболее активные в геодинамическом плане области Земли. К этим областям приурочено подавляющее число крупнейших землетрясений и вулканической активности. На конвергентных границах (субдукционные и коллизионные зоны) происходит формирование новых структур континентальной коры за счет аккреции различных комплексов и выплавления больших объемов кислых и промежуточных магм. На трансформных границах за счет быстрых горизонтальных перемещений чужеродные блоки коры совмещаются и строение коры существенно усложняется. Расшифровка строения литосферы на современных границах плит и понимание происходящих там геодинамических процессов различной природы и разных масштабов являются основой для изучения древних континентальных структур, а также эволюции континентальной коры в целом. Поэтому изучение крупных разломных зон и их эволюции – это в настоящее время активно развивающаяся область исследований. Ее важной составляющей является тектоно-физическое моделирование строения (структура и вещественный состав) и напряженно-деформированного состояния коры и верхней мантии регионов крупных разломных зон.

В представляемой работе приведены сценарий развития разломной системы Сан-Андреас от момента ее формирования до настоящего времени и тектонофизическая 3D модель литосферы региона Сан-Андреас (плотности в блоках модели, прогнозируемый состав пород, механические свойства, прочность, флюидонасыщенность и т.п.), а также сведены геолого-геофизические данные, на которых основаны наши представления о тонкой структуре разлома Сан-Андреас (и регионов других крупных

сдвиговых разломных зон), а также структуре и петро-физических свойствах пород непосредственно разломной зоны. Обсуждаются оценки величин и ориентации напряжений, действующих как непосредственно на разломе, так и в соседних к нему блоках, флюидный режим, степень анизотропности материала разломной области и т.п.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ САН-АНДРЕАС

Юго-западная часть Северной Америки, где располагается система разломов Сан-Андреас, представляет собой широкую тектонически активную зону перехода от Тихого океана к стабильному древнему кратоническому ядру Северо-Американского континента, в которой по совокупности характеристик выделяются следующие крупные тектоно-геолого-морфологические провинции/блоки коры: Бассейнов и Хребтов, Сьерра-Невада, Великая Долина, Мохаве, Бордерлэнд, Полуостровная, Поперечных и Береговых Хребтов (рис. 1). Их обособление и современный облик – это во многом результат позднемезозойской-кайнозойской геодинамической эволюции региона.

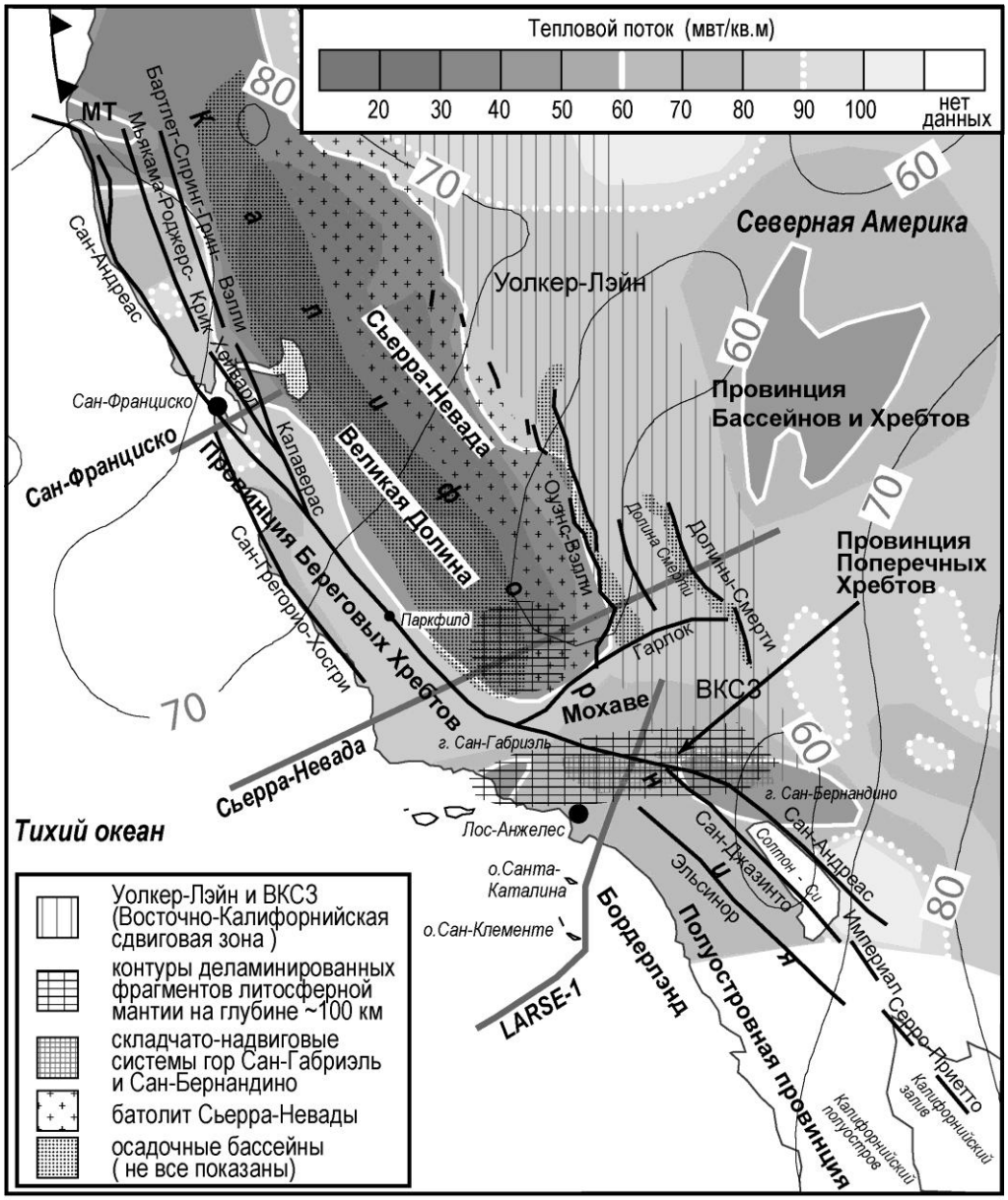


Рис. 1. Схема тектонических провинций, крупнейших разломов и теплового потока в регионе системы разломов Сан-Андреас (ср. с рис.1, статья). Изолиниями показана глубина до кровли астеносферы (граница ЛАГ, по [Li et al., 2007]). МТ – Точка Мендосино – область тройного сочленения плит. За основу взят рисунок из сайта http://geomaps.wr.usgs.gov/3D4Dmapping/index.htm, карта теплового потока – из сайта http://smu.edu/geothermal/heatflow. Контуры деламинированных фрагментов литосферы в мантию на глубине 100 км под южным краем Сьерры-Невады по [Zandt et al., 2004] и на глубине 110 км под Поперечными Хребтами по [Kohler et al, 2003]

В конце мезозоя – начале кайнозоя доминирующим режимом вдоль всего западного побережья Северной Америки была субдукция под него океанической плиты Фараллон [Engebreston et al., 1984]. Над субдукционной зоной функционировала вулканическая дуга, реликты комплексов которой в настоящее время слагают фундамент и широко экспонируются вдоль всей окраины Северной Америки. Это батолиты Берегового и Межгорного поясов (Канада), Айдахо, Сьерра-Невада, Полуостровной провинции (США) и Калифорнийского полуострова (Мексика).

Приблизительно 80 млн. лет назад в центральном сегменте аккреционной окраины началось выполаживание зоны субдукции, сопровождавшееся прекращением надсубдукционного магматизма в Сьерра-Неваде [Dumitru, 1991] и перемещением локуса тектоно-магматической активности на восток вглубь континента. Около 42 млн. лет назад произошло разрушение слэба плиты Фараллон, отрыв и обрушение в мантию его нижнего фрагмента [Humphreys, 1995; Humphreys et al., 2003]. С этого момента началось изменение тектонического режима в целом на западной трети Северной Америки, где возросла магматическая активность [Armstrong, Ward, 1991], а сжатие коры постепенно сменилось глобальным поднятием и растяжением, в результате чего сформировалась Провинция Бассейнов и Хребтов [Wernicke, 1981; Wernicke et al., 1987; Dickinson, 2002].

После слома слэба конвергентные движения на окраине замедлились, а к континентальной окраине постепенно мигрировал срединно-океанический хребет. К моменту времени ~30 млн. лет назад ряд его сегментов приблизились вплотную к субдукционной зоне в районе Южной Калифорнии. Столкновение океанического хребта и желоба положило начало процессу изменения характера плитной границы с конвергентного на трансформный (рис. 2). Плита Фараллон раскололась на две части: северная часть получила название Хуан-де-Фука, а из южной впоследствии образовались крупные плиты Кокос, Наска и ряд микроплит. При расколе плиты Фараллон возникли две новые точки тройного сочленения плит: Мендосино и Ривера, расстояние между которыми постоянно увеличивается. Севернее точки Мендосино и южнее Ривера субдукция под окраину континента продолжается до сих пор, а между ними постоянно увеличивается «астеносферное окно» под Калифорнийским побережьем [Atwater, 1970; Severinghouse, Atwater, 1990; Dickinson, 1997]. Над этим «окном в слэбе» сформировалась система разломов Сан-Андреас – региональная трансформная граница, по которой происходит релаксация напряжений за счёт большей части относительных взаимных сдвиговых перемещений Северо-Американской и Тихоокеанской плит (в настоящее время около 3 см/год). Система разломов Сан-Андреас заложилась в момент соприкосновения океанического хребта и желоба в месте образования тройных точек Мендосино и Ривера. Последние мигрируют на север и юг, соответственно, и система разломов Сан-Андреас растет в длину, непрерывно меняется, постепенно мигрирует в глубь континента и в настоящее время представляет собой совокупность разломов различного генезиса, размеров и активности, включая и неактивные в настоящее время палеоразломы.

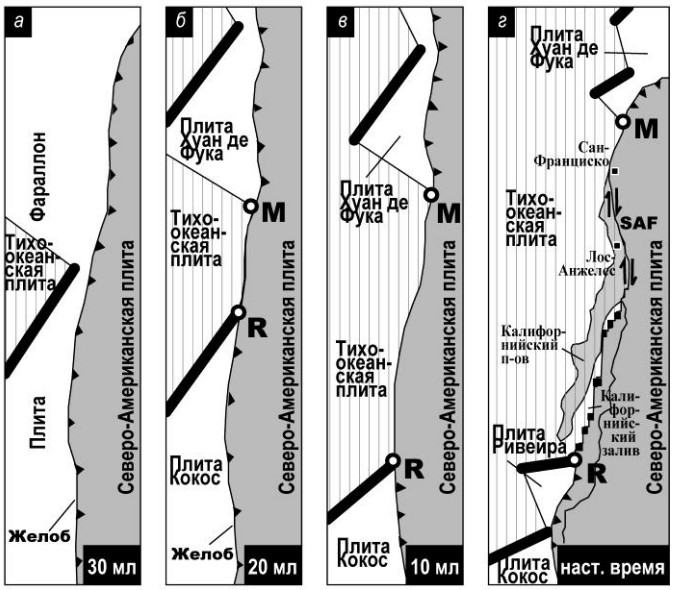


Рис. 2. Реконструкции раскрытия «астеносферного окна в слэбе» (бессубдукционное пространство между тройными точками сочленения плит Мендосино (M) и Ривейра (R)) на моменты времени 30 (*а*), 20 (*б*), 10 (*в*) млн. лет назад и современная конфигурация плит (*г*) по [Atwater, 1970] с модификациями. Тихоокеанская плита показана вертикальной штриховкой, Северо-Американская плита – серой заливкой. Жирные черные линии – спрединговые хребты, тонкие линии – трансформные разломы и разлом Сан Андреас. Зоны субдукции маркированы треугольниками. На (*г*) светло-серым тоном в пределах Тихоокеанской плиты показаны блоки континентальной коры Северо-Американского континента, «захваченные» Тихоокеанской плитой (Калифорнийский п-ов, блоки Салинас и Санта-Круз). Двойными стрелками показаны направления движений Тихоокеанской и Северо-Американской плит на разломе Сан Андреас

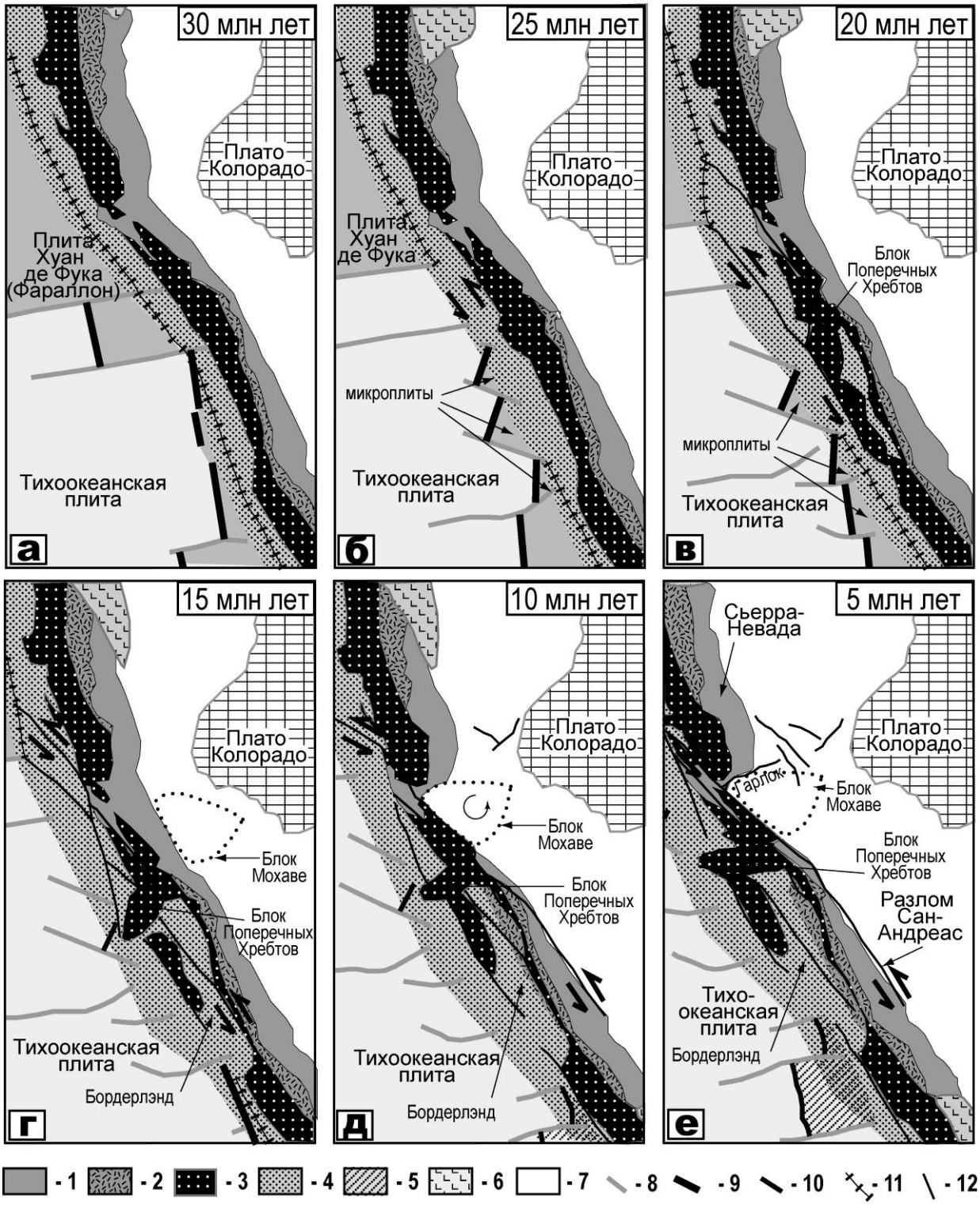


Рис. 3. Плито-тектоническая реконструкция «столкновения» срединно-океанического хребта с субдукционной зоной на окраине Южной Калифорнии и главных тектонических вращений и перемещений крупных коровых блоков над «астеносферным окном», по [Bohannon, Parson, 1995], начиная от 30 млн лет назад (а) и до настоящего времени (е).

1 – пояс батолитов, 2 – метаморфический пояс, 3 – комплексы преддуговых осадков, 4 – аккреционные комплексы, 5 – океанические плиты, захваченные Тихоокеанской плитой, 6 – вулканические провинции, 7 – области растяжения в Провинции Бассейнов и Хребтов и Блока Мохаве, 8 – трансформные разломы, 9 – активные океанические хребты, 10 – неактивные океанические хребты, 11 – субдукционные сегменты, 12 – главные разломы

Параллельно с процессами разрастания «окна в слэбе» и системы разломов Сан-Андреас между тройными точками сочленения плит Мендосино и Ривера происходил постепенный «захват» Тихо-

океанской плитой осколков плиты Фараллон – субдуцируемых микроплит Монтерей, Аргуэльо и др. Вместе с микроплитами «захватывались» фрагменты континентальной коры Северо-Американского континента, под которые микроплиты субдуцировались. Все это обусловило сложные движения и повороты верхних блоков коры в прибрежных областях (рис. 3). Например, Блок Мохаве был повернут более чем на 45 градусов, крупный массив континентальной коры (включающий Калифорнийский п-ов, блоки Салиниан, Санта-Круз и др.) был «отсоединен» от континентальной окраины и перемещен (и продолжает такое движение) вдоль побережья, а блок современной Провинции Поперечных Хребтов - «отсоединен» от континентальной окраины и повернут более чем на 90 градусов [Luyendyk, 1991; Nicholson et al., 1994; Bohannon, Parson, 1995; Wijk et al., 2001; Glazner et al., 2002; Dickinson et al., 2005].

Проникновение горячих астеносферных потоков через разрастающееся «астеносферное окно в слэбе» под континентальную окраину создало условия в ее Южно-Калифорнийском сегменте, при которых на инверсионной плотностной границе (холодная тяжелая литосферная мантия на горячей легкой астеносфере) произошло обрушение фрагментов литосферной мантии в астеносферу – «деламинация литосферной мантии» [Zandt et al., 2004; Kohler et al, 2003]. Реликты этих деламинированных фрагментов надежно картируются в мантии по данным сейсмической томографии под южным окончанием Сьерры-Невады и Поперечными Хребтами (Рис. 1), а также северной частью Провинции Бассейнов и Хребтов [West et al., 2009].

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА РАЗЛОМА САН-АНДРЕАС

Геолого-геофизические характеристики различных блоков/комплексов/границ коры и верхней мантии этого региона изучены многочисленными профильными и площадными исследованиями. В районе моделирования располагаются 3 обширных и глубоких осадочных бассейна – Великой Долины (до 12 км), Вентура (до 9 км) и Лос-Анжелес (до 10 км) и многочисленные небольшие мелкие бассейны (рис. 4, а). Глубины до границы М (рис. 4, б) в Тихом океане 11-12 км и постепенно увеличиваются под шельфом и составляют 30-35 км под континентом с углублениями до 37-40 км под горами Сан-Бернандино и Сан-Габриэль и 40-42 км под Сьеррой-Невадой. За границу между литосферой и астеносферой (ЛАГ) были взяты оценки, полученные методом приемных функций [Li et al., 2007], который показывает довольно четкую границу между литосферой и астеносферой со средней глубиной около 70 км и толщиной переходного слоя меньше 20 км (hис. 1).

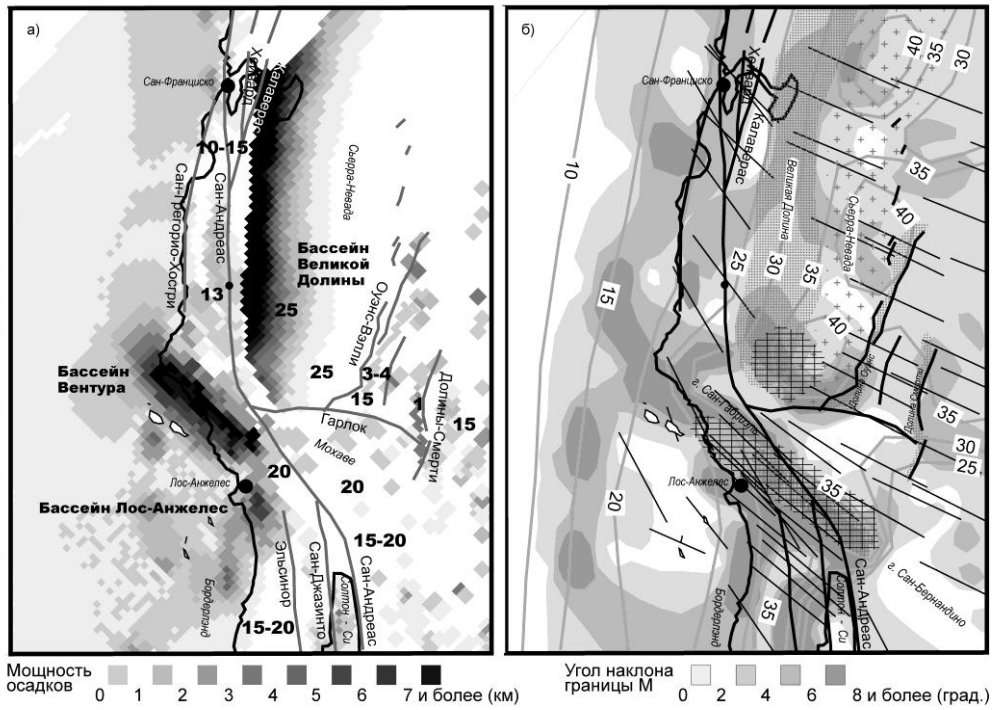


Рис. 4. Параметры литосферы моделируемого региона. (а) Мощности осадков (показаны тоном, по [Laske, Masters, 1997], цифровая модель - данные сайта http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/seds) и глубины (в км) до уровня хрупко-пластичного перехода (ХПП) в коре (цифры). (б) Изолиниями показаны глубины до границы М (в км), а тоном - – оценки углов наклона этой границы, по [Tape et al., 2012]. Тонкие линии – ориентации направлений «быстрой» анизотропной оси волны SKS, по [Becker et al., 2006].

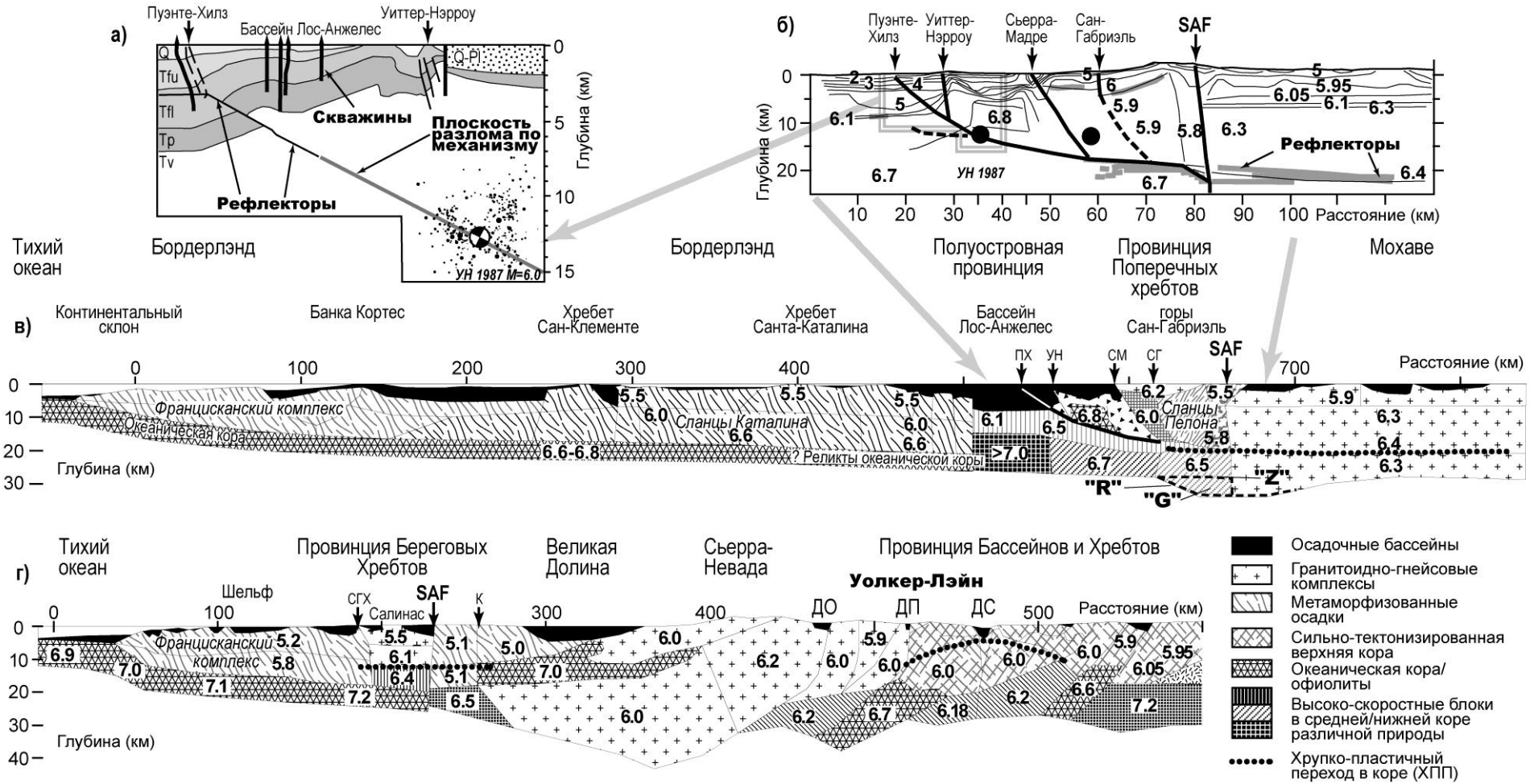


Рис. 5. Геолого-геофизические характеристики коры моделируемого региона.

а, б) Геологическая интерпретация сейсмических исследований и данных бурения в бассейне Лос-Анжелес (а) и сейсмических исследований в горах Сан-Габриэль (б). На (а) показан механизм землетрясения Уиттер-Нэроу 1987 и облако афтершоков. Одна из плоскостей механизма землетрясениия попадает на плоскость «слепого надвига» Пуэнте-Хилз, выявленного методом сейсморазведки. Тоновой заливкой показаны осадочные слои бассейна Лос-Анжелес. По (Shaw, Shearer, 1999). На б) приведена сейсмическая модель в изолиниях скоростей (км/с) и реконструируемая система разломов в коре, по [Fuis et al., 2001].

в, г) Сейсмо-геологические модели по профилям «LARSE-1» (в) и «Сьерра-Невада» (г). Цифры в блоках – сейсмические скорости в км/с. Долины: ДО – Оуэнс, ДП – Панамint, ДС – Смерти. Разломы: SAF - Сан-Андреас, СГХ-Сан-Грегорио-Хосгри, К – Калаверас, ПХ – Пуэнте-Хилз, УН – Уиттер-Нэрроу, СМ – Сьерра-Мадре, СГ – Сан-Габриэль

Особенности строения коры крупнейших тектонических блоков/провинций моделируемого региона демонстрируются по двум профилям «Сьерра-Невада»[1] и «LARSE-1»[2] (рис. 5). Оба профиля начинаются в Тихом океане, где кора – океанического типа (базальты+габбро) с мощностью около 5-6 км. По обоим профилям и всем другим сейсмическим исследованиям на Калифорнийском шельфе океаническая кора прослеживается под шельфом и частично под прибрежными регионами. Над океанической корой располагаются преимущественно надсубдукционные комплексы в различной степени метаморфизованных осадков и серпентинитового меланжа (Францисканский комплекс, сланцы Каталина и др.).

Наиболее контрастно от стандартной модели коры континентальных платформ отличаются Великая Долина и Сьерра-Невада, которые представляют собой реликты преддугового бассейна и вулканической дуги, сформировавшихся в мезозое при субдукции палеоплиты Фараллон под западную окраину Северо-Американского континента. Великая Долина в течение всего кайнозоя (и в настоящее время) оставалась осадочным бассейном. Непосредственно под осадками (мощность до 5-7 км в осевой части, местами до 10-12 км) залегают породы основного и/или ультраосновного состава, которые трактуются как офиолит (т.е. реликты фрагментов коры океанического или суб-океанического происхождения) Великой Долины. Фундамент Сьерры-Невады и Полуостровной Провинции представлен преимущественно поздне-меловыми (~85 млн. лет) и более старыми гранитоидами и разнообразными метаморфическими породами. Блоки Салинас и Санта-Круз представляют собой перемещенный вдоль разлома Сан-Андреас фрагмент гранитоидной коры, верхняя часть которого аналогична по своим геолого-геофизическим параметрам (и происхождению) верхней части коры Сьерра-Невады. Весь коровый блок Сьерра-Невады характеризуется выдержанными сейсмическими скоростями около 6.0 км/с, практически не увеличивающимися даже в нижних частях коры (<6.2 км/с) и трактуется на всю свою мощность как гранитоидный батолит. Его «литосферный корень» (нижняя кора вместе с литосферной мантией), по крайней мере, в южной части Сьерры-Невады был деламинирован. В отличие от Сьерры-Невады, в Полуостровной Провинции и под блоками Салиниан и Санта-Круз высокоскоростной слой средней/нижней коры (состоящий из пород основного/ультраосновного состава) присутствует.

Провинция Бассейнов и Хребтов, Бордерлэнд и блок Мохаве – это области, подвергшиеся в кайнозое существенному растяжению, в результате чего в этих провинциях сформировалось характерное для областей растяжения закономерное чередование в рельефе хребтов и осадочных бассейнов (часто в виде грабенов или полуграбенов), наиболее «выразительные» из которых - это Долины Смерти и Оуэнс. Однако по своей изначальной природе небольшой коровый блок Мохаве существенно отличается от всех других коровых блоков западных частей Провинции Бассейнов и Хребтов и прибрежных провинций. Возраст консолидации коры блока Мохаве - протерозойский, в то время как в других провинциях он - фанерозойский. В современной структуре коры отсутствует высокоскоростной нижний слой, а валовый состав пород его слагающих на всю мощность коры оценивается как преимущественно гранито-гнейсовый. Сейсмические скорости непосредственно под подошвой коры характеризуются астеносферными значениями 7.7 км/с, т.е. наиболее вероятно, что нижняя кора из-под блока Мохаве была деламинирована вместе с литосферной мантией. Какие-либо «выразительные» наклонные границы в коре не фиксируются. В противоположность, в коре Провинции Бассейнов и Хребтов в нижней коре обнаруживаются многочисленные наклонные границы и тела с повышенными сейсмическими скоростями (офиолиты), происхождение которых связывается с аккреционными фанерозойскими событиями, а в верхней/средней коре по геолого-сейсмическим данным повсеместно трассируются наклонные границы, разделяющие повернутые блоки (маркеры растяжения коры). Блок Поперечных Хребтов (включающий складчато-надвиговые системы гор Сан-Габриэль и Сан-Бернандино) представляет собой агломерат сильно тектонизированных и деформированных комплексов, современный облик которого обусловлен транспрессивным режимом на изгибе разлома Сан-Андреас. Разнообразие возрастов и происхождения экспонирующихся пород (докембрийские гнейсы, амфиболиты и анортозиты, мезозойские граниты, кайнозойские сланцы Пелона, метаморфи-

[1] Дополнительную информацию, ссылки на исходные данные, результаты 2D сейсмо-плотностного моделирования и моделирования НДС для этого профиля см. в работах [Романюк, 2008, Романюк, Михайлова, 2008; Романюк, Ткачев, 2009, 2010].

[2] Основу модели составили сейсмические данные по преломленным и отраженным волнам сейсмического эксперимента LARSE – **L**os Angeles **R**egion **S**eismic **E**xperiment [Fuis, et al., 2001], дополнительную информацию, ссылки на исходные данные и результаты сейсмо-плотностного моделирования см. в работах [Романюк и др., 2003; Романюк, Ткачев, 2009, 2010; Romanyuk et al., 2007].

зованные до зеленосланцевой-амфиболитовой фаций, современные катаклазиты и др.) столь велико, что оценить валовые параметры коры чрезвычайно затруднительно.

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КОРЫ. ХРУПКО-ПЛАСТИЧНЫЙ ПЕРЕХОД В КОРЕ

К настоящему времени накоплено огромное количество лабораторных измерений реологических параметров для коровых и мантийных минералов в пределах как хрупких, так и упруго-пластичных режимов. По этим данным для предполагаемой петрологической колонки континентальной и океанической литосферы и оцененных P-T траекторий можно прогнозировать реологические профили (см., например недавние обзорные работы [Burgmann, Dresen, 2008, Kohlstedt, Mackwell, 2009; Karato, 2010] и ссылки там). Если исходить из реологии кварца для верхней гранито-гнейсовой части континентальной коры (кварц – доминирующий минерал в гранитоидах) и реологии диабаза для всей океанической коры, то для них прогнозируется «хрупкая реология», контролируемая трением по закону Брайля. В более глубоких горизонтах континентальной коры, в условиях более высоких давлений и температур, реология кварца уже должна описываться «упруго-пластической» реологией (например, как течение вещества с нелинейной ползучестью и т.п.), поскольку уровень девиаторных напряжений здесь повсеместно достигает истинного предела упругости.

Прочностные параметры осадочных пород как минимум на два-три порядка ниже аналогичных параметров кислых кристаллических пород фундамента (гранитоиды), которые в свою очередь на два-три порядка ниже аналогичных параметров базитов (средняя/нижняя кора) и перидотитов (верхняя мантия) при тех же температурных условиях.

Оливиновая (оливин – доминирующий минерал в верхней мантии) реология в литосферной мантии прогнозируется как «хрупкая», но становится «упруго-пластической» (или «упруго-вязкой») ниже глубин 80-100 км под «холодными» и на глубинах 50-60 км под «теплыми» частями континентов.

В каждом однородном по вещественному составу слое рост температуры с глубиной уменьшает прочность (понижает предел упругости), но на границе слоев смена вещественного состава может скачком на порядки величины увеличить или уменьшить этот параметр. Таким образом, прогнозируемый литосферный реологический профиль всегда представляет собой чередование слоев с «хрупкой» и «упруго-пластической» реологией, при этом внутри слоя с однородной реологией параметры подслоев могут в свою очередь образовывать чередование пониженных и повышенных значений. Число реологических слоев и их параметры в континентальной коре зависят в первую очередь от ее состава, температурного режима и толщины. Если принимать во внимание еще и водонасыщенность отдельных пластов пород (так называемая «мокрая реология»), которая на 1-2 порядка понижает прочностные и вязкие параметры среды, а также трещиноватость некоторых блоков, то прогнозируемые литосферные реологические профили оказываются столь изменчивыми от региона к региону и показывают столь широкий разброс значений параметров (рис. 6), что ни о каких стандартных реологических профилях для океанической и континентальной литосфер не может быть и речи. Современные модели строятся исключительно с учетом региональных структурных и вещественных особенностей литосферы, ее температурного режима и т.п., а также с привлечением всего комплекса геолого-геофизических данных для оценок реологических параметров *in situ.*

Наиболее надежно определяется реологический режим верхней коры. Данные GPS и картирование разломных зон свидетельствует о том, что верхняя консолидированная кора несомненно представляет собой набор жестких блоков, которые деформируются, аккумулируя в себе упругую энергию, вращаются и взаимодействуют по разломам, могут подвергнутся «хрупкому» разломообразованию при определенных условиях, т.е среда описывается «хрупкой реологией». Хотя коэффициенты трения на разломах, упругие параметры блоков и влияние на них флюидного режима все еще остаются недоизученными.

По всем прогнозам на среднекоровых/нижнекоровых глубинах в регионах с повышенным (более 60 МВт/м^2) тепловым потоком (большая часть территории моделируемого региона, см. рис. 1) горные породы становятся средой, которая должна описываться не как «хрупкая», а как «упруго/пластическая» («упруго-вязкая») среда. В отличие от верхней хрупкой коры, в средней/нижней континентальной коре хрупкие разломы не формируются, поскольку деформации не концентрируются в разломах, а преимущественно распределяются по объему.

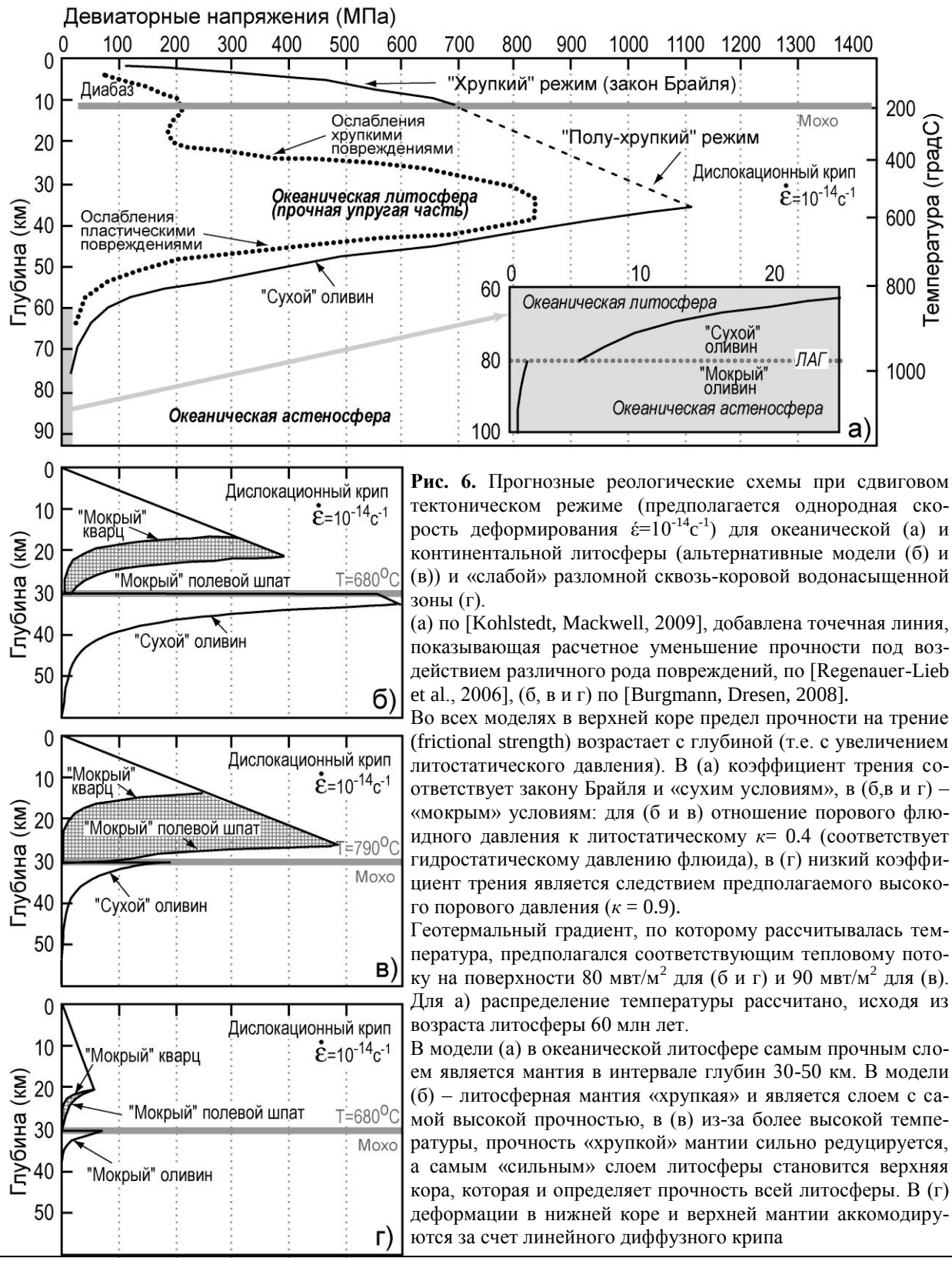


Рис. 6. Прогнозные реологические схемы при сдвиговом тектоническом режиме (предполагается однородная скорость деформирования $\dot{\varepsilon}=10^{-14}c^{-1}$) для океанической (а) и континентальной литосферы (альтернативные модели (б) и (в)) и «слабой» разломной сквозь-коровой водонасыщенной зоны (г).

(а) по [Kohlstedt, Mackwell, 2009], добавлена точечная линия, показывающая расчетное уменьшение прочности под воздействием различного рода повреждений, по [Regenauer-Lieb et al., 2006], (б, в и г) по [Burgmann, Dresen, 2008].

Во всех моделях в верхней коре предел прочности на трение (frictional strength) возрастает с глубиной (т.е. с увеличением литостатического давления). В (а) коэффициент трения соответствует закону Брайля и «сухим условиям», в (б,в и г) – «мокрым» условиям: для (б и в) отношение порового флюидного давления к литостатическому κ= 0.4 (соответствует гидростатическому давлению флюида), в (г) низкий коэффициент трения является следствием предполагаемого высокого порового давления (κ = 0.9).

Геотермальный градиент, по которому рассчитывалась температура, предполагался соответствующим тепловому потоку на поверхности 80 мвт/м^2 для (б и г) и 90 мвт/м^2 для (в). Для а) распределение температуры рассчитано, исходя из возраста литосферы 60 млн лет.

В модели (а) в океанической литосфере самым прочным слоем является мантия в интервале глубин 30-50 км. В модели (б) – литосферная мантия «хрупкая» и является слоем с самой высокой прочностью, в (в) из-за более высокой температуры, прочность «хрупкой» мантии сильно редуцируется, а самым «сильным» слоем литосферы становится верхняя кора, которая и определяет прочность всей литосферы. В (г) деформации в нижней коре и верхней мантии аккомодируются за счет линейного диффузного крипа

И, действительно, во многих местах в регионе моделирования разными методами в средней/нижней коре диагностируется «хрупко-пластичный» переход (ХПП). Наиболее надежным индикатором этого перехода считается установленная максимальная глубина сейсмичности (глубже сейсмичность фактически отсутствует), которая в Северной и Центральной Калифорнии в окрестностях разлома Сан-Андреас оценивается в 10-15 км (рис. 7), в Южной Калифорнии - ~15-20 км.

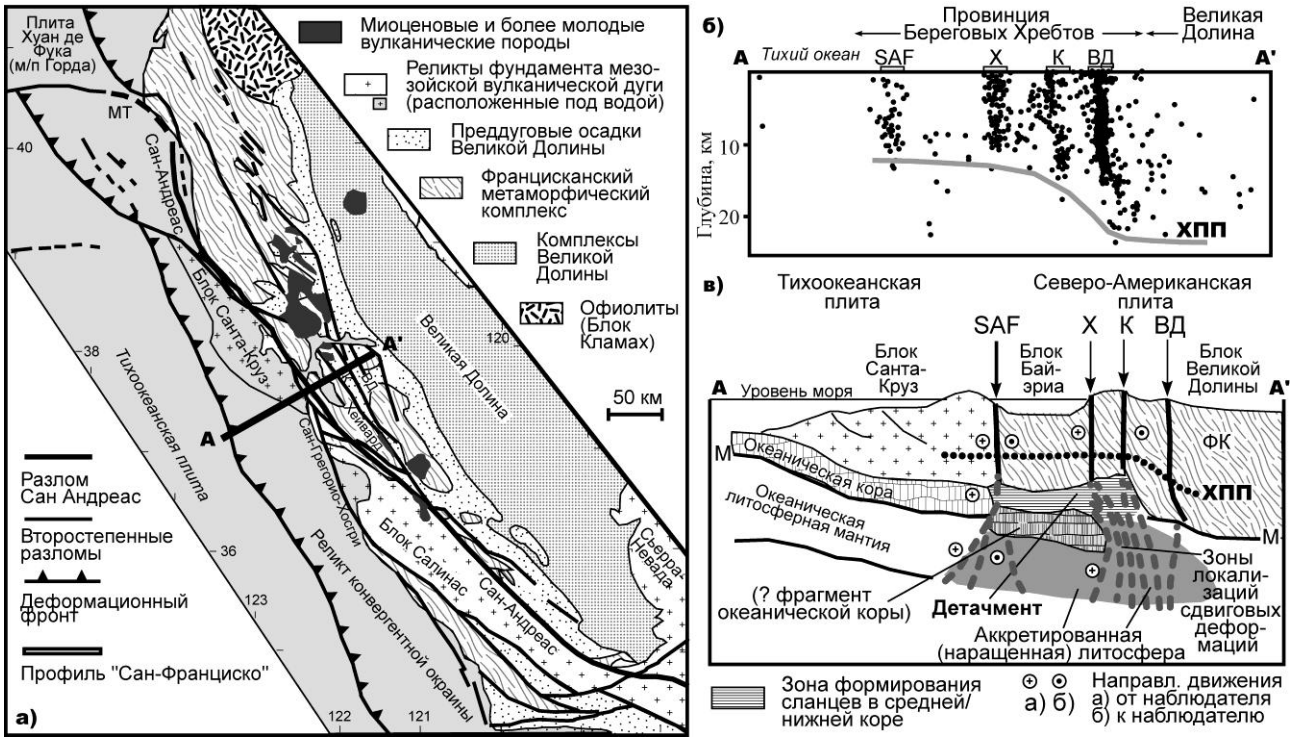


Рис. 7. Тектоническая схема Северной и Центральной Калифорнии (а) по [Jove, Coleman, 1998, с упрощениями], сейсмичность (б) по [Jones et al., 1994] и концептуальная (внемасштабная) модель структуры литосферы и сдвигового режима (в) по профилю «Сан-Франциско». Разломы: SAF – Сан-Андреас, Х - Хейвард, К – Калаверас, ВД – Великой Долины. МТ – тройная точка сочленения плит Мендосино, ХПП – хрупко-пластичный переход в коре, ФК – Францисканский комплекс (метаморфизованные в различной степени реликты фрагментов океанической коры и накоплений желоба)

Между разломами Сан-Андреас и Хейвард – режим транспресии (сдвиг + растяжение), что привело к проседанию блока Бай-эриа. Глубинные сдвиговые движения в мантии рассредоточены в широкой зоне, максимум сдвиговых движений скорее всего концентрируется не под разломом Сан-Андреас, а восточнее - под разломами Хейвард и Калаверас. Относительные горизонтальные смещения между слоями в мантии и верхней корой аккомодируются на детачментах (на рисунке показан только один – в основании коры), один из них вероятно приурочен к ХПП.

Тихоокеанская плита, наиболее прочной частью которой являются кора и литосферная мантия, движется от наблюдателя, перпендикулярно плоскости рисунка. Части континентальной коры западнее разлома Сан Андреас (блок Санта-Круз) уже захвачены Тихоокеанской плитой и движутся вместе с ней как единое жесткое тело. Часть мантии непосредственно под разломом Сан Андреас и восточнее разлома уже захвачены океанической плитой либо полностью, либо частично. Эта наращенная часть литосферной мантии Тихоокеанской плиты взаимодействует с вышерасположенными коровыми блоками через детачмент(ы) и таким образом передает коровым блокам часть своего движения. Таким образом, блоки коры, расположенные между разломами Сан Андреас, Хайвард и Калаверас, постепенно вовлекаются в движения, согласные с движением Тихоокеанской плиты, то есть постепенно «захватываются» ей.

На сейсмическом профиле «LARSE-1», где использовались методы отраженных волн, на среднекоровых глубинах, соответствующих максимальным глубинам сейсмичности, фиксируются сильные рефлекторы, на этих же глубинах выполаживаются и чешуйчатые надвиговые системы разломов (горы Сан-Габриэль и Сан-Бернандино), формирующиеся вокруг транскомпрессионных сегментов разлома Сан-Андреас (рис. 5 б,в и далее 23б). К ХПП часто (но не всегда) бывают приурочены и основания «цветковых» структур в транспресионных частях разлома Сан-Андреас. В тектонически-активных регионах к ХПП часто (но не всегда) приурочен детачмент, т.е. зона по которой аккомодируются относительные горизонтальные движения между верхним и более глубинными слоями коры.

Вследствие тектоно/магматических событий глубина ХПП может существенно локально варьировать даже в пределах однообразно устроенных коровых блоков. Например, по данным электроразведки и сейсмическим исследованиям в Провинции Бассейнов и Хребтов ХПП воздымается со

среднекоровых глубин до глубин 3-4 км в области геотермального поля Косо (рис. 4а) [Wilson et al., 2003] и фактически выходит на поверхность в Долине Смерти (рис. 5г) [Park, Wernicke, 2003].

В пустыне Мохаве сейсмическими исследованиями обнаружена граница на глубине 5 км, к этому же уровню выполаживаются листрические разломы, ограничивающие осадочные бассейны. Однако современная сейсмичность фиксируется в блоке Мохаве до глубин 20 км, поэтому поверхность на глубине 5 км интерпретируется как палео-ХПП, бывший активным во время растяжения коры, а современный ХПП располагается глубже, на глубине около 20 км, где фиксируется концентрация сейсмических отражателей под Пустыней Мохаве и горами Сан Габриэль (рис. 5б). В пределах блоков Великой Долины и Сьерры-Невады ХПП прогнозируется на глубине около 25 км (рис. 5г и 7).

Таким образом, областями с «хрупкой реологией» полагались блоки океанической коры и все блоки континентальной коры, выше ХПП. Нижние горизонты коры везде полагались с упруго-пластической реологией. Основанием для этого являются реологические прогнозы (рис. 6) и другие известные факты, из которых упомянем только следующий.

В районе профиля LARSE-1 по разлому Сан-Андреас в соприкосновение приведены блоки коры, существенно различающиеся по своей природе. Это вытекает из геологических данных (разный тип пород и возраст консолидации коры), имеющихся тектонических реконструкций и гравитационного поля, которое фиксирует гравитационную ступень амплитудой около 50 МГал на разломе. Поэтому здесь можно было бы ожидать ступенеобразное Мохо на разломе Сан-Андреас, если бы среда нижней коры и верхней мантии описывалась хрупкой реологией. Такая интерпретация – «Z»-Мохо (рис. 5в) и была предложена в работе [Zhu, 2000], исходя из существенно различающегося рисунка отражений, полученных по плотной системе записей, по разные стороны от разлома Сан-Андреас. Однако прямое моделирование лучевым методом для удлиненных годографов [«G»-модель, Godfrey et al, 2002] показало коровые сейсмические скорости в линзе между «R»- и «Z»-Мохо ~(6.0-6.5) км/сек. При этом надежно зафиксированный контраст сейсмических скоростей на разломе Сан-Андреас в нижней коре [Fuis, et al., 2001; Godfrey et al., 2002] определенно свидетельствует о том, что по разлому и в нижней коре совмещены/граничат породы существенно разной природы (разных блоков коры). Но течения вещества в «упруго-пластической» (или «упруго-вязкой») моде сгладили рельеф подошвы коры (поверхности М).

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАНТИИ

Реологические свойства мантии можно оценить, исходя из деформационной реакции поверхности Земли на разного рода глубинные возмущения (крупнейшие землетрясения) или поверхностные нагрузки/разгрузки (заполнение гигантских водохранилищ, быстрое таяние ледников).

Если аппроксимировать мантию как вязкую среду (с постоянной во времени вязкостью), то оценки вязкости мантии на глубинах 100 км и более (астеносфера) под кратоническими регионами по отклику среды на быстрое таяние ледников дают величины $(5–10)10^{20}$ Па·с. [Paulson et al., 2005, Wu, 2005], в то время как под тектонически активными регионами оценки вязкости ниже на один-два порядка и ослабленный слой располагается на меньших глубинах. Так для Исландии, представляющей собой вулканическую постройку над мантийным плюмом, верхнемантийная вязкость оценена менее чем 10^{19} Па·с [Sigmundsson, 1991], а оценки верхнемантийной вязкости для северо-западной окраины Северной Америки дали величины $(5–50)10^{18}$ Па·с [James et al., 2000].

В работе [Kaufmann, Amelung, 2000] использованы геодезические наблюдения за период 1932–1950 г.г. в окрестностях искусственного водохранилища на реке Колорадо (южная часть Провинции Бассейнов и Хребтов) после его заполнения. Деформации на поверхности промоделированы как отклик трехслойной среды на внешнюю нагрузку, что дало оценки астеносферной вязкости $\sim10^{18}$ Па·с и нижнелитосферной вязкости не менее $\sim4\ 10^{19}$ Па·с.

В работе [Kenner, Segall, 2003] проанализированы данные геодезических съемок за 90-летний период о деформациях в окрестностях г. Сан-Франциско после землетрясения 1906 г. Авторы пришли к выводу о том, что в рамках упруго-вязкой модели оптимальной является модель со «слабыми» вертикальными сдвиговыми зонами в коре под крупнейшими разломами и вязкостью подстилающего их слоя (нижняя кора/литосферная мантия) 10^{19} Па с.

Активное внедрение спутниковых систем GPS и InSAR в геофизическую практику позволило мониторить движения земной поверхности после катастрофических землетрясений (постсейсмические деформации) по гораздо более детальным (по сравнению с профильными геодезическими) площадным системам измерений. Так, в пустыне Мохаве произошли два крупных землетрясения Ландерс (Landers) 1992 Mw = 7.4 и Гектор-Майн (Hector Mine) 1999 Mw = 7.1, для которых постсейсми-

ческие деформации были зафиксированы как GPS и InSAR системами, так и геодезическими съемками. Они показали, что постсейсмические деформации включают в себя множество разнообразных релаксационных процессов, которые невозможно описать в рамках линейных моделей. В работе [Freed, Burgmann, 2004] показано, что «отклик коры» на землетрясения дает свой вклад преимущественно в деформации ближней зоны эпицентра землетрясения, однако для большей части временнозависимых деформаций, последовавших за обоими землетрясениями, источником была «слабая» астеносфера, над которой располагался более «сильный» слой приблизительно 10 км толщины (нижняя кора и/или литосферная мантия). Более того, распределение вертикальных и горизонтальных поверхностных движений требует, чтобы начальная релаксация упругих напряжений от землетрясений первоначально происходила в верхней мантии. Об активном участии мантии в постсейсмических релаксационных процессах свидетельствуют и результаты работы [Freed et al., 2007], где проанализированы данные GPS на расстояниях более 200 км от землетрясений в пустыне Мохаве и в них обнаружены изменения в деформационных режимах, наведенные этими землетрясениями.

В работе [Pollitz et al., 2000] показано, что наблюдения деформаций за первый год после землетрясения Гектор-Майн требуют существенно более низкой вязкости в верхней мантии, по сравнению с величинами, оцененными по наблюдениям, полученным для землетрясения Ландерс в период деформаций от 1 до 3 лет после землетрясения. Поэтому в последующих работах авторы предлагали модели с существенно изменяющейся во времени вязкостью [Pollitz et al., 2001, Pollitz, 2003] или другие нетривиальные реологические модели, предсказанные деформации на земной поверхности для которых, адекватны наблюденным. Например, в работе [Freed, Burgmann, 2004] построена модель релаксации возмущений напряжений, созданных землетрясениями в пустыне Мохаве, с параметризацией мантии как среды, описываемой экспериментально определенными законами течения для мокрого оливина (течение вещества с нелинейной ползучестью, [Hirth, Kohlstedt, 2003]) и геотермального градиента, совпадающего с максимально допустимыми величинами при наблюдаемом тепловом потоке. В работе [Perfettini, Avouac, 2007] нижнекоровый разлом параметризован как среда со скоростным упрочнением (velocity-strengthening), но при этом вклад более глубоких горизонтов не учитывался.

Наиболее популярными для интерпретации постсейсмических деформаций, стали модели бивязкой среды (реология Бургерса (Burgers)) или аналогичные ей для мантии, которые позволяют смоделировать быстрые начальные (переходные) деформации и медленные (постоянные) последующие. В частности, для Суматра-Андаманского землетрясения 2004 Mw = 9.2 были получены оценки переходной 5 10^{17} Па·с и постоянной 1 10^{19} Па·с вязкостей [Pollitz et al. 2006].

Таким образом, интерпретация постсейсмических деформаций, в том числе и непосредственно в моделируемом регионе, доказала, что под «хрупкой» верхней частью коры по своим реологическим характеристикам (в первом приближении) различаются два слоя, реологические свойства которых более адекватны среде либо с «вязкой» реологией, либо с «упруго-пластической» реологией с низким пределом упругости. Причем верхний слой, при описании его как вязкой среды, характеризуется более высокими значениями вязкости, по сравнению с подстилающей его астеносферой.

Надастеносферный слой в моделируемом регионе представлен нижней корой и/или литосферной мантией. Его эффективную валовую вязкость можно оценить как (5-50) 10^{18} Па·с, при этом свойства нижней коры и литосферной мантии могут варьировать в нем в зависимости от тектонического блока/провинции.

Что касается астеносферы, то многочисленные косвенные данные свидетельствуют о пониженных вязкостях (если описывать среду как вязкую) или о чрезвычайно низких пределах упругости (если описывать среду как упруго-пластическую) в этом слое. Учитывая тектономагматическую активность региона в кайнозое, повышенный современный тепловой поток на среднем уровне 70-80 МВт/м^2 и выше (за исключением блока Сьерра-Невады и Великой Долины, рис.1), и подъем астеносферы до уровня 60-70 км (рис. 1) и полученные оценки вязкостей для астеносферного слоя юго-запада США, валовую осредненную вязкость астеносферы моделируемого региона можно оценить как (5-50) 10^{17} Па·с (то есть на порядок ниже вязкости надастеносферного слоя).

Существенно пониженные вязкости в астеносфере подразумевают течения вещества в ней. Течения в мантии должны выстраивать зерна оливина, которые обладают сильной анизотропией, вдоль направлений течения и таким образом направление быстрой анизотропной оси сейсмических волн, фиксируемое в литосферной мантии, астеносфере и подастеносферной мантии, должны коррелировать с направлениями современных или палео-течений в этих слоях (см., например, недавний обзор в [Karato et al., 2008]). По данным изучения расщепления поперечных волн (фазы SKS и SKKS, (рис. 4, б)) [Becker et al., 2006], волнам Рэлея [Lin et al., 2011] и др. данным установлено, что направ-

ление течений в астеносфере(?) и подастеносферной мантии под юго-западной частью Северной Америки не совпадает с движением плит. Северо-Американская плита движется на юго-запад, Тихоокеанская - на северо-северо-запад (см. далее рис. 9), а подастеносферная мантия течет на северо-запад со скоростью приблизительно 5.5 ± 1.5 см/год [Silver, Holt, 2002]. Разница в движениях подастеносферной мантии и литосферных плит каким-то образом должна аккомодироваться в астеносфере, но пока нет данных - каким образом это осуществляется – только за счет рассредоточенных течений, либо существуют какие-то зоны локализации (детачменты) (рис. 8).

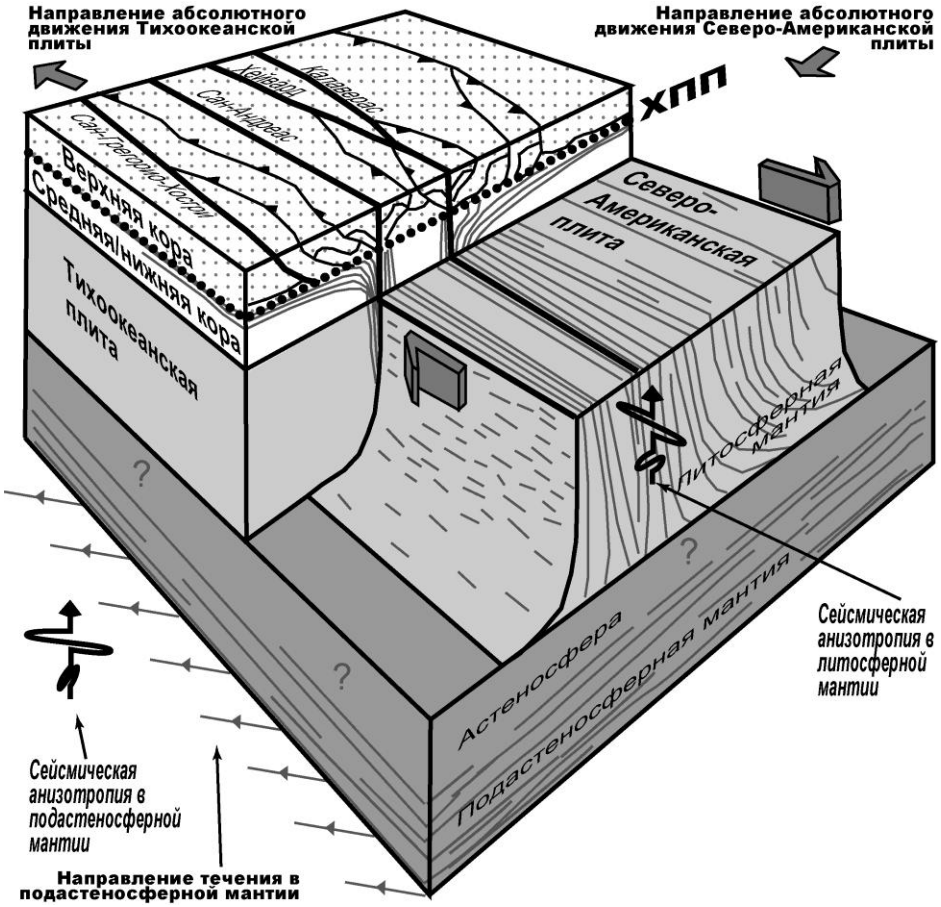


Рис. 8. Концептуальная 3-D модель широкораспределенных сдвиговых движений/деформаций в литосферной мантии по сравнению с более концентрированными на разломах в коре в регионе разломной системы Сан-Андреас. Серыми линиями показаны направления преобладающих сдвиговых-пластических-деформаций/вязких-течений, которые контролируют анизотропные свойства среды. ХПП – хрупко-пластичный переход в коре. Основа рисунка по [Titus et al., 2007]

Данные, по которым можно делать заключения о сдвиговом режиме в литосферной мантии под плитовыми границами, очень немногочисленны. Так в работе [Titus et al. 2007] приводятся результаты изучения 6 ксенолитов, вынесенных к поверхности в области разветвления разломов Калаверас и Хейвард. Параметры распределения кристаллографических/анизотропных осей оливиновых кристаллов в пяти образцах свидетельствуют об их формировании при высокотемпературных условиях, а сами ксенолиты были вынесены с 40-км глубины (палеотемпературы уравновешивания минеральных ансамблей 970°C–1100°C). Все это аргументы в пользу того, что сдвиговые деформации существуют под разломом Калаверас до глубин по крайней мере 40 км, в то время как современная граница М фиксируется в этом регионе на глубинах около 25-30 км. То есть сдвиговые деформации продолжаются в мантию. Однако количественное сравнение параметров анизотропных свойств оливиновых кристаллов в образцах и сейсмической анизотропии, наблюдаемой в регионе, и другие данные позволяют сделать вывод о том, что сдвиговые деформации не сосредоточены под разломом, а широко распределены под всей системой разломов Сан-Андреас (рис. 7, в и 8).

МЕХАНИЗМ МИГРАЦИИ РАЗЛОМА САН-АНДРЕАС НА ВОСТОК ВГЛУБЬ КОНТИНЕНТА

На начальной стадии эволюции системы разломов Сан Андреас приблизительно 29-23 млн. лет назад главная поверхность скольжения в системе располагалась у современного основания континентального склона (рис. 3, б). Сейчас это неактивный разлом, погребенный под осадочными комплексами. В раннем миоцене (23 млн. лет назад) началась активная миграция разлома на восток вглубь континента (рис. 3, б-е). Происходит как бы «захват» коровых блоков континентальной окраины Се-

веро-Американского континента и причленение их к Тихоокеанской плите. Имеющиеся на сегодняшний день геолого-геофизические данные позволяют в общих чертах установить механизм, путем которого это происходит.

Литосферная мантия Тихоокеанской плиты у окраины Северо-Американского континента постепенно остывает и за счет этого становится тяжелее, толще и прочнее. Некоторые части мантийного материала, располагающиеся восточнее разлома Сан-Андреас «примерзают» к ней («наращивают плиту»), становясь ее частью, и начинают двигаться когерентно с плитой. Глубинные части блоков континентальной коры, располагающиеся над наращенной литосферной мантией Тихоокеанской плиты, постепенно «увлекаются» движением литосферной мантии. Из области контакта между нижними и верхними «хрупкими» частями коры (среднекоровый детачмент, ХПП) начинают «прорастать» разломы, которые являются «оперяющими» к главному разлому. Сдвиговые движения постепенно переносятся на новые разломы, а старые сегменты отмирают. Иногда новые разломы "откалывают" узкие полоски коры шириной всего 1-2 км, как например, микроблок между разломами Сан-Андреас и Панчбоул [Wilson et al., 2005], но иногда "отколотый" блок может быть крупным коровым блоком шириной в первые десятки километров, как например, блок Бай-эриа (рис. 7). «Отсеченные» разломами от континентальной коры микроблоки и блоки в конце концов «прилипают» сверху к Тихоокеанской плите и становятся ее частью (рис. 7), а главная плоскость скольжения в системе постепенно смещается на восток. Например, слабоактивная в настоящее время система разломов Сан-Грегорио-Хосгри – это один из палеоследов главной плоскости скольжения в системе разломов Сан-Андреас и, таким образом, в Центральной Калифорнии за 29 млн. лет миграция главной плоскости скольжения на восток составила около 150 км [Dickinson et al., 2005].

Подтверждение связи детачмента в коре (совпадающего с ХПП) с современной сейсмичностью и деформациями в верхних частях коры, было получено в Южной Калифорнии. Формирующиеся на транкомпрессионном сегменте разломной системы Сан-Андреас надвиги как бы прорастают из глубины от среднекорового детачмента вверх. В частности, современный активный «слепой» надвиг Пуэнте Хилз, на котором произошло сильное землетрясение Уиттер-Нэрроу (M = 6.0), еще не проявился геологически на поверхности, но надежно идентифицируется буреним и сейсморазведкой (рис. 5, а). Его продолжение на глубину точно попадает на одну из главных плоскостей землетрясения, определенную и по вступлениям сейсмических волн на сейсмостанциях, и по облаку афтершоков (рис. 5, б). В свою очередь продолжение плоскости подвижки землетрясения на глубину попадает на зону ярких отражений под разломом Сан Андреас, выявленную глубинными сейсмическими исследованиями (рис. 5, в).

В Южной Калифорнии процесс формирования оперяющих разломов/надвигов в системе Сан Андреас идет интенсивнее и с большим масштабом, чем в Северной и Центральной Калифорнии. В Южной Калифорнии боковые оперяющие разломы формируют Восточно-Калифорнийскую сдвиговую зону (ВКСЗ), уходящую через пустыню Мохаве в систему разломов юго-западного края Провинции Бассейнов и Хребтов (Уолкер-Лэйн). В Центральной Калифорнии в настоящее время главная плоскость движений постепенно смещается с разлома Сан Андреас на системы разломов Хайвард и Калаверас, а в Южной Калифорнии на разломы ВКСЗ+Уолкер-Лэйн.

Выполненное к настоящему времени 2-D тектоно-физическое моделирование по профилю «Сьерра-Невада» [Романюк, Михайлова, 2008], показало, что «оперяющие» разломы многочисленны в тех областях, где в средней-нижней коре значения шаровой компоненты тензора напряжений меньше, чем литостатическое давление. То есть над областями относительной разгрузки в средней-нижней коре. Там, где такие области отсутствуют (например, блок гор Великой Долины и Сьерры-Невады), современное сдвиговое разломообразование почти не развито, то есть процесс разломообразования как бы «обходит» такие блоки. Таким образом, новая сдвиговая зона ВКСЗ+Уолкер-Лэйн «прорабатывает» новую главную плоскость скольжения для разлома Сан Андреас в обход жесткого блока, включающего в себя Великую Долину и Сьерру-Неваду.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ САН-АНДРЕАС НА ПОВЕРХНОСТИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИОННО-СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА РАЗЛОМА САН-АНДРЕАС

Современная трансформная система разломов Сан-Андреас разделяет Тихоокеанскую и Северо-Американскую плиты (рис. 9, а). За счет движений на разломах этой системы, а также связанных с ней разломных систем Уолкер-Лэйн, Восточно-Калифорнийской Сдвиговой зоны (ВКСЗ), Гарлок и

меньших разломных систем релаксируют взаимные горизонтальные перемещения Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит (рис. 10 и 11).

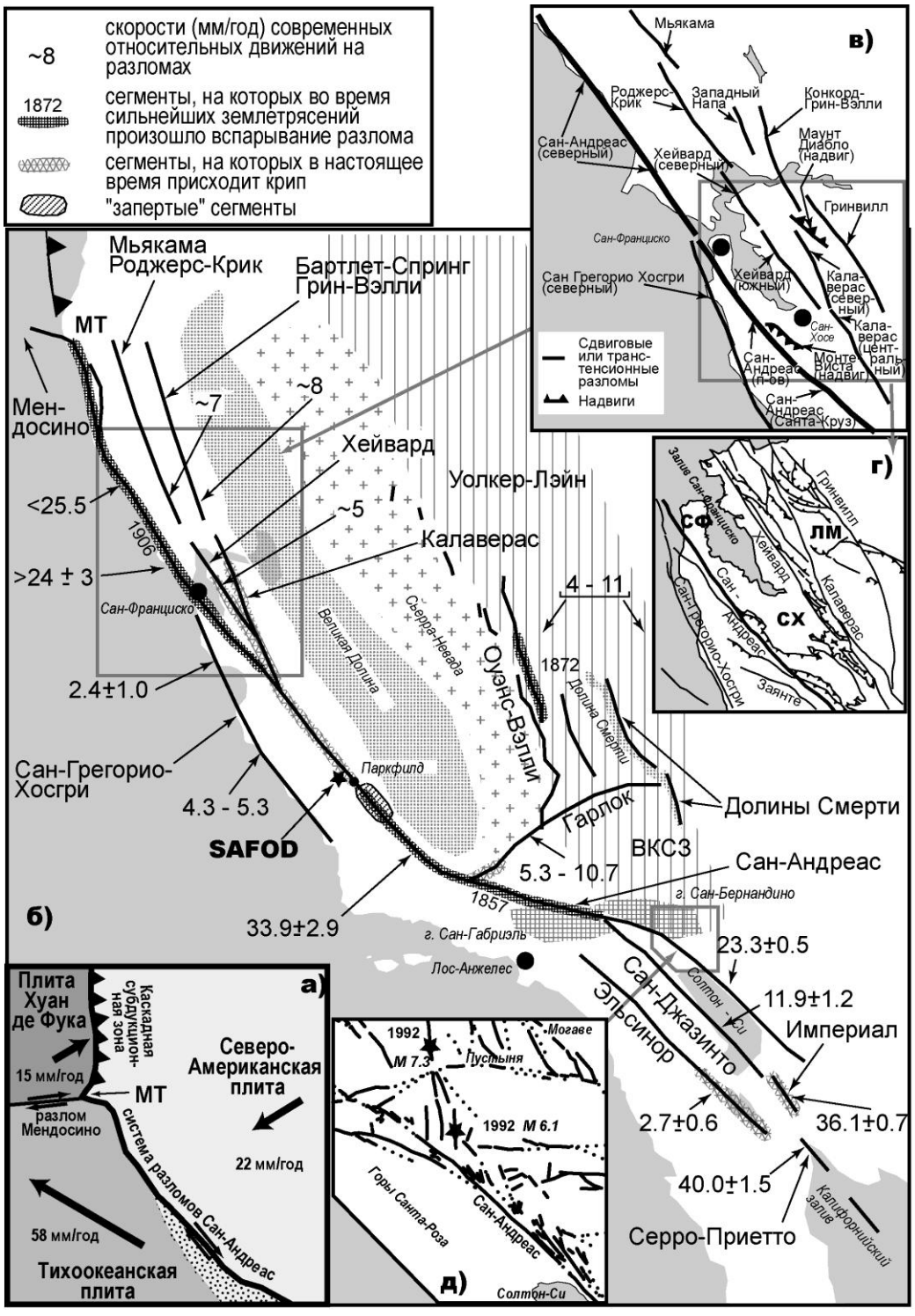


Рис. 9. а) – современные движения плит. Жирные черные стрелки – векторы абсолютных скоростей плит, пары тонких черных стрелок показывают направления взаимных относительных движений на границах плит. МТ – Точка Мендосино – область тройного сочленения плит. б) – схема крупнейших разломов в системе разломов Сан-Андреас. Скорости на разломах по [Molnar, Dayem, 2010[. За основу рисунка взят рисунок из сайта http://geomaps.wr.usgs.gov/3D4Dmapping/index.htm. в), г) д) – детализации схемы разломов системы Сан-Андреас. СФ – Сан-Франциско, СХ – Сан-Хосе, ЛМ – Ливерморе. в), г)-по (http://standeyo.com), д) по (http://www.geo.arizona.edu/~anderson/research/JOIGN/Overview/overview.html). На д) звездами показаны землетрясения: Ландерс (Landers) 1992, М 7.3 и Йошуа-Три (Joshua Tree) 1992 М 6.1. Землетрясение Гектор-Майн (Hector Mine) 1999 М 7.1 произошло в Пустыне Мохаве, северо-восточнее землетрясения Ландерс

Разломная система Сан-Андреас представляет собой совокупность главного разлома (разлом Сан-Андреас) и более мелких (оперяющих) разломов различного генезиса, размеров и активности от современных сейсмически активных разломов (Хейвард, Сан-Джазинто и др.) до неактивных палеоразломов (рис. 9, б). На севере разлом Сан-Андреас в точке тройного сочленения плит переходит в разлом Мендосино, отделяющий Тихоокеанскую плиту от микроплиты Хуан де Фука, а на юге – постепенно трансформируется в спрединговую зону Калифорнийского залива.

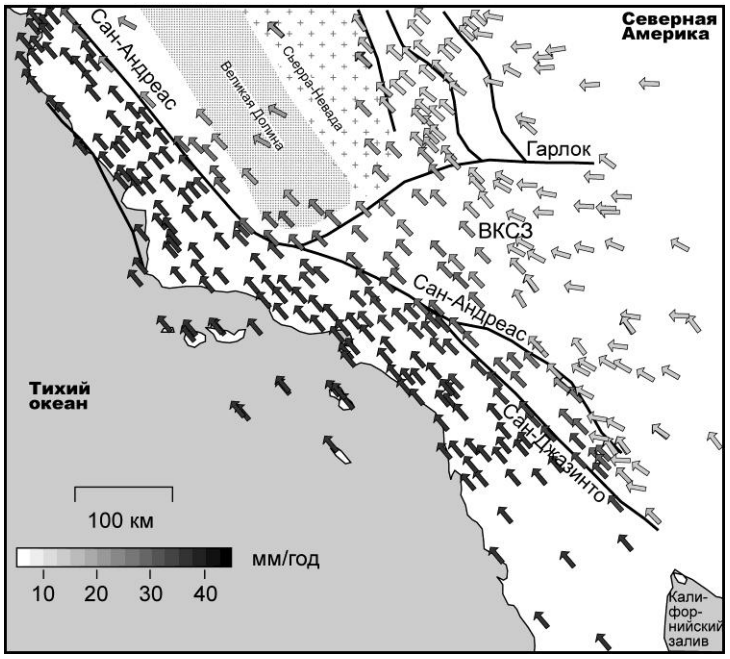


Рис. 10. Схема скоростей перемещений в южной части разлома Сан-Андреас, по данным сайта http://pbo.unavco.org/data/gps

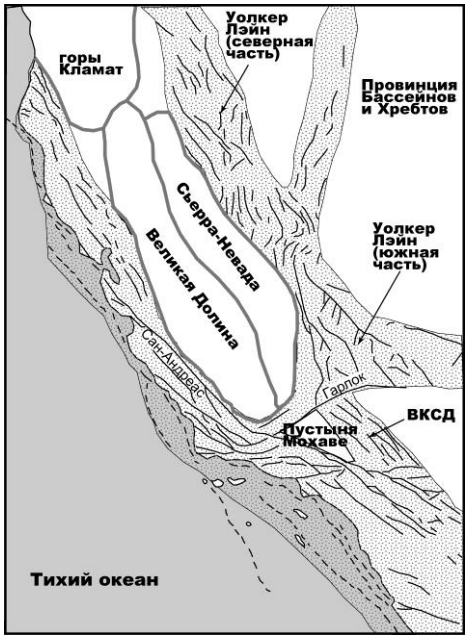


Рис. 11. Области (показаны крапом), в которых зафиксирована кайнозойская сдвиговая активность

По данным GPS (рис. 10) в регионе выделяются крупные жесткие коровые блоки (деформациями внутри которых можно пренебречь по сравнению с их относительным движением относительно друг друга), самые крупные из них – это (1) Тихоокеанская плита, (2) блок Великой Долины, гор Сьерра-Невады и комплекса Кламат, (3) Пустыни Мохаве и (4) Провинции Бассейнов и Хребтов. Между жесткими блоками расположены зоны сосредоточения сдвигов и деформаций, наиболее активной из которых является система разломов Сан-Андреас. В ее северной части большая часть сдвиговых перемещений релаксирует на разломе Сан-Андреас (до 60 %), а остальная часть на второстепенных разломах и за счет рассредоточенного катакластического течения (крип). В южной части разломной системы Сан-Андреас лишь около 30% сдвиговых смещений между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами сосредоточено на разломе Сан-Андреас, остальные распределены между разломами Сан-Джасинто и Эльсинор и ВКСЗ [Platt, Becker, 2010]. Уолкер-Лэйн и ВКСЗ – это зоны преимущественно «диффузных» деформаций и небольших разломов без ярко выраженного главного разлома, тем не менее, и в этих зонах происходят землетрясения с магнитудой более 7 (рис. 9, в и 9, д). ВКСЗ представляет собой полосу шириной около 100 км, на ней в настоящее время релаксирует ~24% относительного движения Тихоокеанской и Северо-Американской плит [Gan et al., 2000]. Главная особенность центрального сегмента разлома Сан Андреас – его искривление. За счет этого возникают дополнительные сжимающие усилия, вызывающее транспрессивные деформации, следствием чего является формирование складчато-надвиговых систем Провинции Транзверз – гор Сан-Габриэль и Сан-Бернандино (рис. 9, б).

Часть относительных движений между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами релаксирует за счет постоянного проскальзывания на некоторых сегментах разломов без излучения сейсмической энергии (асейсмический слип или крип). Часть смещений преобразуется в упругие (упруго-пластические) деформации и аккумулируется веществом самого разлома и/или вмещающими его породами. Когда уровень напряжений в деформируемой среде достигает либо предела прочности пород, либо порога сил трения на разломе, могут начаться динамические процессы (в первом случае – это образование нового разрыва (трещины), во втором – «вспарывание» сегмента разлома), во время которых излучаются сейсмические волны и происходит сброс части накопленных напряжений.

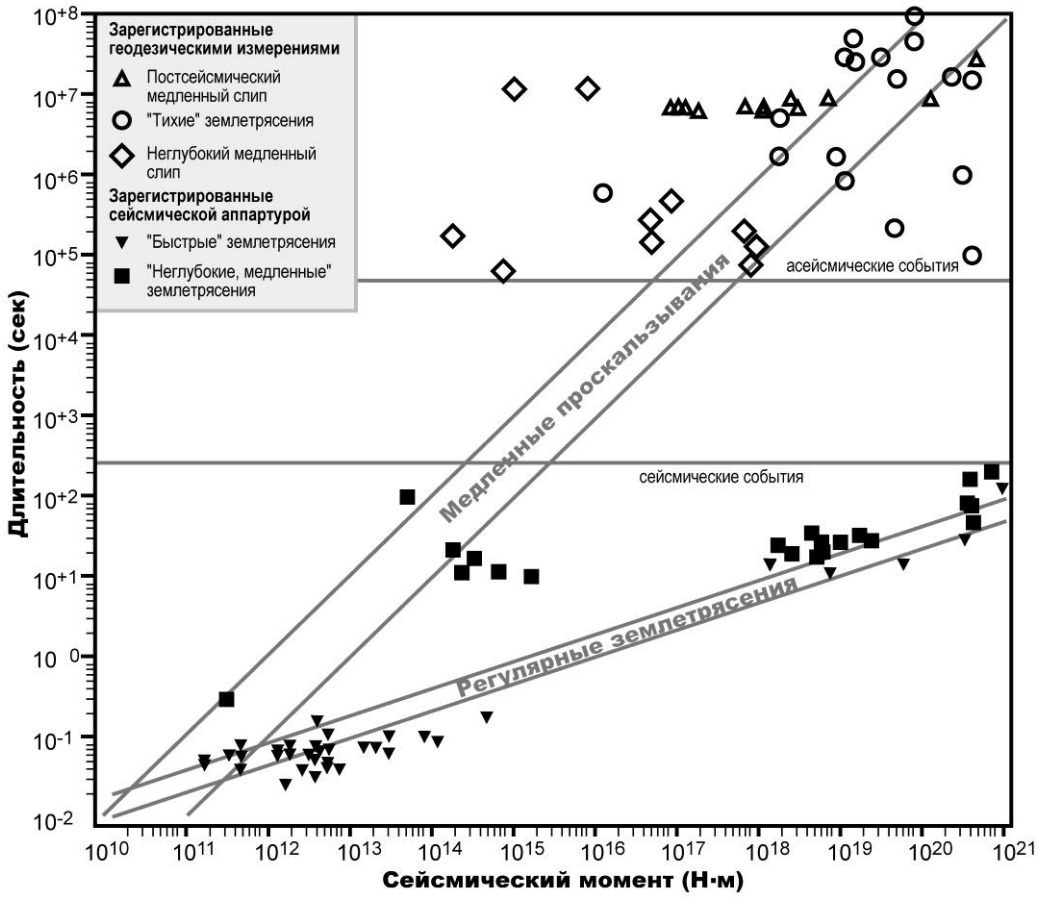


Рис. 12. Диаграмма – сейсмический момент vs длительность события в источнике для различных событий, регистрируемых геодезическими и сейсмическими методами. По [Peng, Gomberg, 2010] с упрощениями

Рис. 13. Схема характерных времен различных сейсмических и асейсмических событий

Среда разломных систем откликается на приложенные внешние по отношению к ней воздействия (смещения/нагрузки) совокупностью различных процессов/событий, регистрируемых геодезическими и сейсмическими приборами и характеризующихся длительностями, частотными и энергетическими характеристиками, линейными размерами очагов событий и другими параметрами с разбросом в десяток порядков (рис. 12 и 13).

Семейство событий с излучением сейсмической энергии включает землетрясения разного типа и невулканический тремор, который в разломных зонах был идентифицирован только в последнее десятилетие [Obara, 2002; Rogers and Dragert, 2003; Nadeau, Dolenc, 2005; Ide et al., 2007; Shelly, 2010; Shelly, Hardebeck, 2010]. Наряду с обычными землетрясениями фиксируются землетрясения с необычными характеристиками – это «медленные» и «тихие» землетрясения (без излучения сейсмической энергии), низкочастотные (LFQ) и очень-низкочастотные (VLFQ) [Ide et al., 2007; Ito et al., 2007; Kao et al., 2009]. Последние по своим временным, частотным и энергетическим характеристикам являются событиями, переходными между землетрясениями и эпизодами асейсмического слипа. Круп-

нейшие зафиксированные сейсмические и асейсмические события сопоставимы по своим энергетическим характеристикам.

Разлом Сан-Андреас в Центральной Калифорнии включает два "запертых" сегмента, на которых произошли два крупных землетрясения в историческое время (рис. 9, б). Они разделены 150 км сегментом, на котором скольжение по разлому Сан-Андреас реализуется преимущественно за счет крипа, сопровождаемого очень маленькими землетрясениями с моментальной магнитудой не более 2. Геофизическая обсерватория Паркфилд (г. Паркфилд) располагается на северном конце запертого сегмента разлома Сан-Андреас, который в 1857 г. был "вспорот" (начиная от горы Монарх-Пик (Monarch Peak – MP) и на юг) большим землетрясением Форт-Теджон (Ft. Tejon) с магнитудой M = 7.8. Северный сегмент вспороло землетрясение Сан-Франциско 1906 г. с магнитудой M = 7.9.

Детальное картирование различных сегментов разломной зоны Сан-Андреас показывает ее чрезвычайно сложную устроенность даже на прямолинейных участках. Например, на широте Сан-Франциско от разлома Сан-Андреас ответвляются крупные разломы Калаверас, Хейвард и Сан-Грегорио-Хосгри (на которых фиксируется современная заметная сдвиговая активность) и множество мелких неактивных в настоящее время разломов (рис. 9, в, г). В то время, как в северных и южных близких к прямолинейным частях разломной системы Сан-Андреас вторичное разломообразование развивается преимущественно в виде сдвигов, около криволинейного центрального участка разлома Сан-Андреас, где он изгибается, повсеместны надвиги.

МОДЕЛЬ РАЗЛОМА И ОЦЕНКИ НАПРЯЖЕНИЙ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ НА РАЗЛОМАХ

Изучение следов современных активных разломных зон и эксгумированных реликтов глубинных частей древних активных разломов [Chester et al., 1993; Chester, Chester, 1998; Scholz, 2002; Ben-Zion, Sammis, 2003; Faulkner et al. 2003; Wilson et al., 2005; Collettini et al., 2009] позволило понять, что обычно выделяется *стрэнд*, то есть узкая зона шириной 1-2 м, в которой локализованы деформации, и ядро разломной зоны – то есть окружающая стрэнд область, в которой породы подвергнуты деформациям и частичному разрушению (повышенная трещиноватость), шириной 100-300 м, в отличие от практически недеформированных и не измененных вмещающих разлом пород (рис. 14).

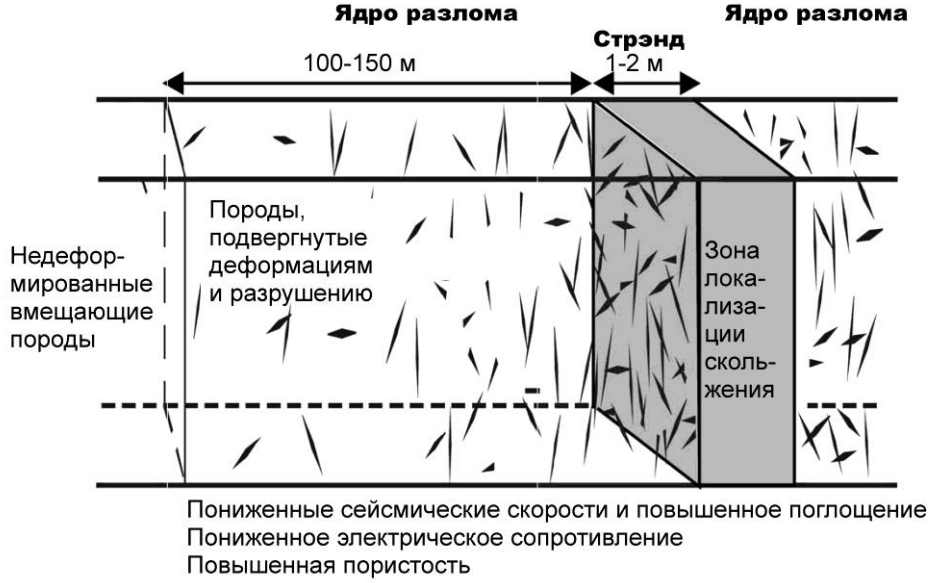


Рис. 14. Концептуальная модель разлома, по [Chester et al., 2005].

Многие исследования показали, что ядра разломных зон характеризуются пониженными сейсмическими скоростями, повышенным сейсмическим поглощением, пониженным электрическим сопротивлением и повышенной пористостью [Ben-Zion Y., 1998, Ben-Zion, Sammis, 2003]. В крупных разломных зонах стренды могут образовывать эшелонированные, ветвящиеся, цветкоообразные и более сложные системы.

Самая простая модель разлома – это «сухая трещина», края которой взаимодействуют по закону трения Кулона-Мора. Подвижка по разлому происходит тогда, когда сдвиговые напряжения на стенках разлома превышают силы трения. Вопрос о том, какова же величина сдвиговых напряжений, реально действующих на разломе Сан-Андреас и вызывающих крип, начал обсуждаться еще в 1960 г.

Тогда [Brune and others, 1969; Henyey and Wasserburg, 1971] по сейсмическим данным (сейсмический момент землетрясений) оценили верхний предел в 10-20 МПа как средние напряжения трения, сопротивляющиеся движению. Оценки сбрасываемых при землетрясениях напряжений давали значения 0.1-10 МПа [Chinnery, 1964; Brune and Allen, 1967], которые однако должны были составлять лишь незначительную часть от абсолютных напряжений. В то же время лабораторные эксперименты на образцах показывали достаточно высокие пределы сопротивления трению до 100 МПа при температурах и давлениях в верхней коре [Byerlee and Brace, 1968]. Оценки коэффициента трения μ почти для всех пород, характерных для верхней части коры, за исключением глин и специфических минералов, по измерениям на лабораторных образцах, начиная с первой классической работы [Byerlee, 1978] и до настоящего времени воспроизводили величины μ=0.5-0.6, причем коэффициент трения мало зависит от скорости скольжения или истории скольжения [Crawford et al., 2008; Carpenter et al., 2009; Moore, Lockner, 2010]. Даже для материала разломных зон с высоким содержанием глинистых минералов (рис. 15) μ не ниже 0.3, а сдвиговые напряжения уровня 40-60 МПа. При таких коэффициентах трения и сдвиговых напряжениях на активной разломной зоне, такой как разлом Сан-Андреас, за счет трения должно было бы выделятся такое количество тепла, которое возможно зафиксировать измерениями. И такие специальные измерения теплового потока вкрест разлома Сан-Андреас были выполнены [Lachenbruch and Sass, 1980, 1992], однако они не выявили никаких локальных аномалий на разломе, которые можно было бы связать с генерацией тепла за счет трения на разломе (рис. 16).

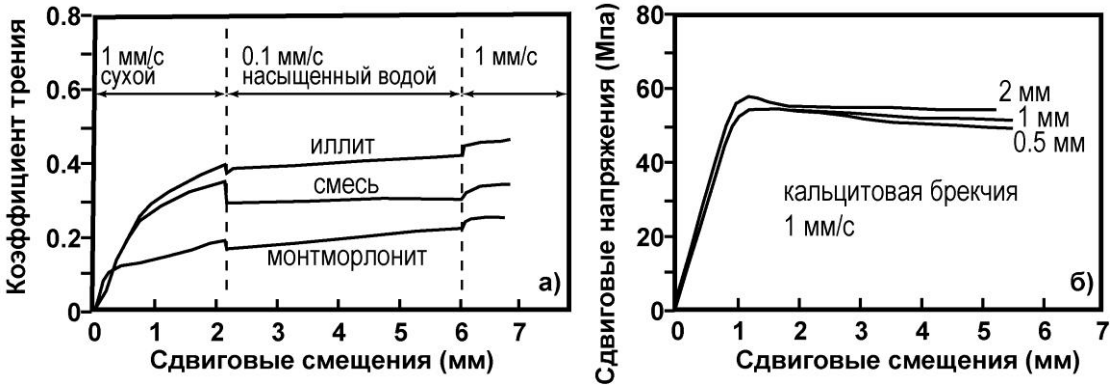


Рис. 15. Механические свойства различных материалов из разломной зоны.
a) Типичный график для образца из ядра разлома, богатого филосиликатным (phyllosilicate) материалом – в приведенном случае – иллит, монтмориллонит и их смесь в пропорции 50:50. Толщина слоя в экспериментах – 1 мм, эффективное обжимающее напряжение 200 МПа, эксперименты проводились при комнатной температуре. b) Диаграмма для «зернистой» брекчии, использовалась брекчия кальцита. Обжимающее напряжение 40 МПа, толщина деформируемого слоя показана на графике, эксперименты проводились при комнатной температуре. По [Faulkner et al., 2003]

В конце 1970 г.г. были проведены первые полевые эксперименты по измерению напряжений на разломе Сан-Андреас, которые показали, что на самом разломе фактически нет сдвиговых напряжений [Zoback and others, 1987], а максимальные горизонтальные напряжения вне разлома почти перпендикулярны плоскости разлома Сан-Андреас [Townend, Zoback, 2004, Bones, Zoback, 2006] (рис. 17). В случае «механически сильного» разлома, они должны были бы быть ориентированы под небольшими углами [Chery et al., 2004]. Все это стало основанием считать разлом «механически слабым» по сравнению с окружающими породами (то есть, на самой плоскости разлома могут быть только минимальные сдвиговые напряжения).

При этом повторные очень тщательные измерения прочностных свойств образцов, взятых на расстоянии от активной зоны разлома Сан-Андреас и даже по поверхностным образцам из зоны разлома [Scholz, 2002] подтвердили, что они достаточно высоки, для того, чтобы объяснить наблюдаемую «слабость» разлома. Даже материал непосредственно из ядер и стрэндов разломных зон показывал средний коэффициент трения μ около 0.2-0.3 при напряжениях сдвига порядка 60 МПа (рис. 15).

Для объяснения «слабости» разлома были высказаны многочисленные гипотетические механизмы, наиболее популярными из которых были (1) идеи о высоких (литостатических) давлениях флюида в породах разлома [Byerlee, 1990, 1993; Chester et al., 1993; Faulkner, Rutter, 2001] и (2) наличие особенных минералов с чрезвычайно низкими прочностными свойствами, таких как тальк [Moore and Rymer, 2007] или различных глин [Schleichery et al., 2006, 2009, 2012], а также (3) формирования

специфических гипотетических режимов в пределах разлома [Saffer et al. 2001; Collettini et al., 2009; Holdsworth et al., 2011].

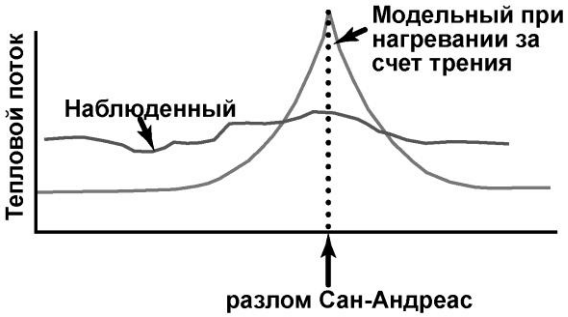


Рис. 16. Сопоставление наблюденных и модельных расчетных данных о тепловом потоке вкрест разлома Сан-Андреас, по данным сайта http://earthquake.usgs.gov/research/parkfield/safod_pbo.php

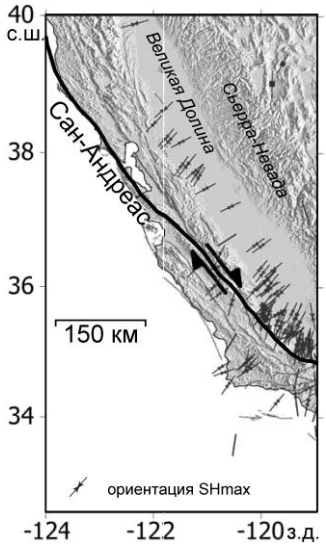


Рис. 17. Сводка ориентировок максимальных горизонтальных напряжений (SHmax), полученных по инверсиям фокальных механизмов землетрясений и данным из скважин в окрестности разлома Сан-Андреас, по [Bones, Zoback, 2006]

ПРОЕКТ SAFOD

До самого последнего времени представления о тонкой структуре разломных зон и физических процессах и состоянии пород в их глубинных частях базировались на косвенных данных и оценках. Выполненный буквально в последние годы проект SAFOD (**S**an Andreas **F**ault **O**bservatory at **D**epth), главным содержанием которого было наклонное бурение через активную область разлома Сан-Андреас с отбором керна, позволил наряду с другими результатами получить материал непосредственно из разломной зоны с глубин 2.6-2.7 км (рис. 18 и 19).

Рис. 18. а) – Схема положения скважины SAFOD (серая звезда) и направление скважины (серая линия) по отношению к разлому Сан-Андреас и г. Паркфилд.

б) – Схема, иллюстрирующая геометрию скважин проекта SAFOD (пилотная скважина и 3 фазы) и положение областей с повышенным поровым давлением флюида. На подготовительном этапе проекта была пробурена вертикальная пилотная (пробная) скважина. Во время первой и второй фаз проекта летом 2004 и 2005 г.г. была вертикально пробурена скважина до глубины 1.8 км, которую затем отклонили под углом 45°, так что скважина пересекла активную зону разлома на глубине около 2.6-2.7 км. В течение 3 фазы летом 2007 г.г. был получен керн из вспомогательных ответвлений от основной скважины, отобранный непосредственно из активно деформируемых узких зон и вмещающих пород. Серыми тонами показано прогнозируемое повышенное поровое флюидное давление за счет реакции дегидротации серпенитового мантийного клина [Fulton, Saffer, 2009], которое совпадает с наблюдениями на SAFOD изотопии гелия ($^3He/^4He$) вкрест разлома Сан-Андреас [Wiersberg, Erzinger 2007, 2011] и магнитотеллурическими исследованиями, оконтуривающими в блоке Великой Долины (Great Valley) аномалию высокой проводимости [Unsworth, Bedrosian, 2004], трактуемую как повышенные содержания флюида. По [Fulton, Saffod, 2009]

Проект SAFOD был задуман как многолетняя программа по изучению состава и механического поведения пород непосредственно в разломной зоне и около нее, физики разломообразования и механизма очага землетрясения и др. [Hickman et al., 2004]. С этой целью в окрестностях разлома Сан-Андреас около небольшого городка Паркфилд (Parkfield), где действует постоянная геофизическая обсерватория Геологической Службы США, главная цель которой мониторинг разлома Сан-Андреас, были размещены разнообразные многочисленные приборы, фиксирующие деформации земной коры и сейсмические сигналы в широком интервале частот, как на поверхности, так и в многочисленных разведочных неглубоких скважинах. В целом результаты этого проекта обеспечили «прорыв» в понимании физики разломных зон.

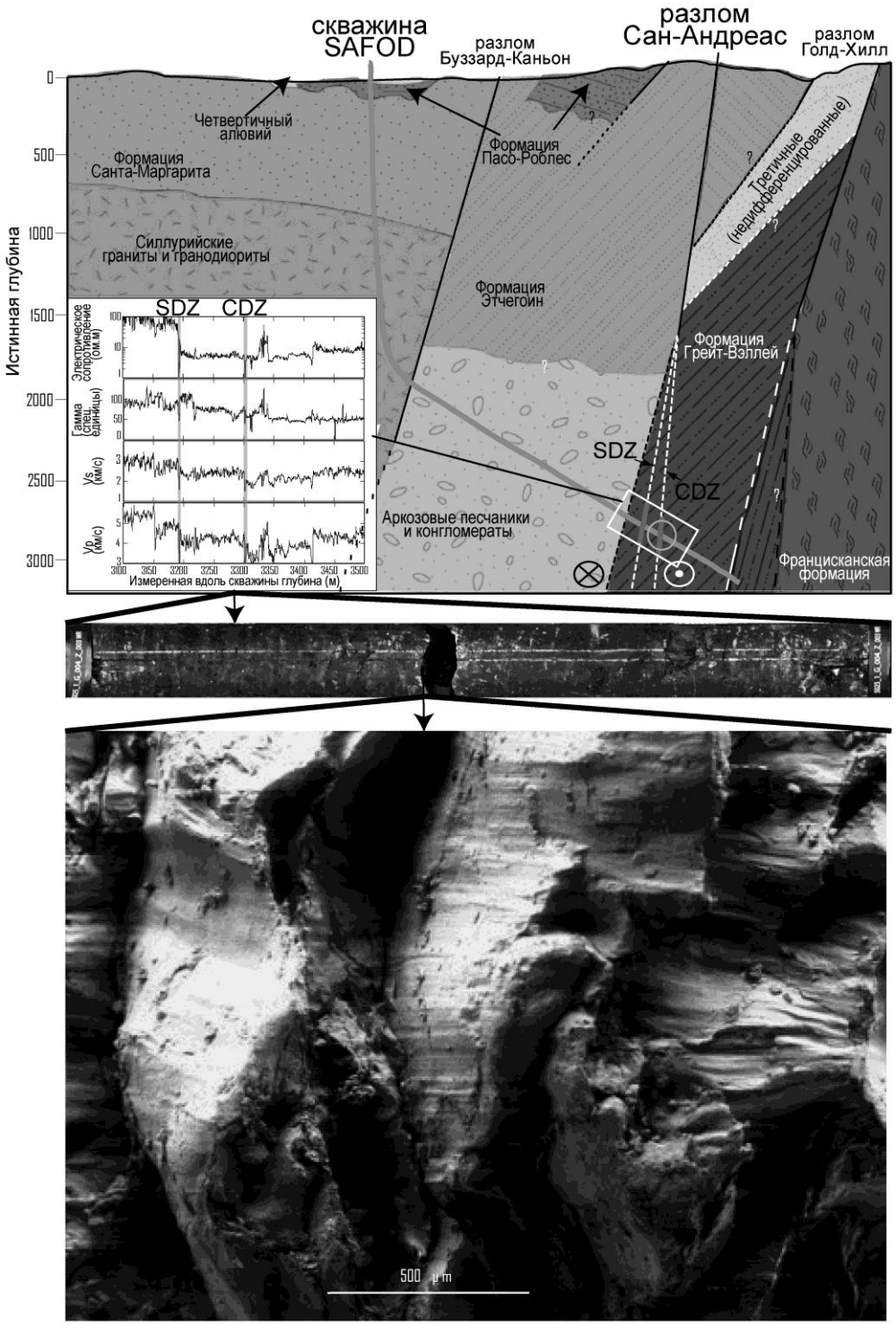


Рис. 19. Геологический разрез вкрест разлома Сан-Андреас и через скважину SAFOD (вверху). На врезке показаны результаты геофизического каротажа скважины в интервале ее пересечения активных стрендов (SDZ и CDF) разлома Сан-Андреас. Фотография керна и изображение сдвиговых зон с помощью электронного микроскопа (внизу). По [Carpenter et al., 2011]

Полигон для проведения проекта SAFOD был выбран не случайно. Полигон SAFOD располагается около южного конца криповой зоны разлома Сан-Андреас, т.е. там, где располагается «смычка» между «запертым» сегментом и сегментом, где постоянно происходит крип (рис. 9, б).

Геофизический каротаж скважины SAFOD (рис. 19) показал, что разлом Сан-Андреас имеет ширину около 250 м, которая выделяется низкими P- и S- сейсмическими скоростями и очень низким электрическим сопротивлением. Эта зона содержит дискретные активные подзоны – стрэнды (узкие локализованые зоны сдвиговых деформаций) шириной 2-3 м. Два из этих стрэндов постепенно продеформировали корпус скважины на отметках 3194 м и 3297 м вдоль скважины, что является свидетельством того, что они являются зонами активного сдвигового крипа [Zoback et al., 2011]. Их различают, соответственно, как Юго-западную (SDZ) и Центральную (CDZ) деформационные зоны (стрэнды). CDZ (между отметками 3296.3-3298.9 м) аккомодирует почти все движения на разломе. Подзона деформации корпуса скважины на отметке 3194 м лежит приблизительно на 100 м выше кластера повторяющихся слабых землетрясений (Hawaian claster).

Оценка механических и прочностных свойств пород разлома. Во время фазы 3 был отобран керн непосредственно из зоны активных деформаций главной плоскости скольжения разлома Сан-Андреас с глубины приблизительно 2.7 км. Лабораторные измерения прочности образцов из этого керна с имитацией природных условий, продемонстрировали, что в этом месте разлома и на данной глубине породы в разломной зоне чрезвычайно слабые – коэффициент трения был оценен μ~0.15, в то время как для образцов из внеразломной зоны были получены значения μ~0.30 и более [Carpenter et al., 2011; Lockner et al., 2011; Tembe et al., 2006, 2010]. Специальные исследования выявили наличие сапонита (saponite), глинистого минерала, который является одним из самых слабых известных филлосиликатов (phyllosilicates) (рис. 20). Этот богатый магнием (Mg) минерал является продуктом низкотемпературного метасоматоза в ядре разлома в ансамбле кварц-фельшпатовых пород и серпентинитов.

Результаты экспериментальных исследований показали также, что ни для материала разлома, ни для вмещающих пород не было зафиксировано явлений нестабильности коэффициента трения (рис. 20). Это подразумевает, что сдвиговые напряжения вокруг разлома должны оставаться низкими во время сейсмического цикла, а не увеличиваться до предельного порога перед проскальзыванием.

Рис. 20. Измеренные величины коэффициента трения μ для образцов из скважины SAFOD, представляющих породы непосредственно из стрэндов SDZ и CDZ и из областей прилегающих к ним, а также для мономинерального сапонита (материал не из скважины SAFOD). Периодические скачки соответствуют десятикратному изменению скорости скольжения (скорость в мм/с: быстрая (F) – 1.15, средняя (M) – 0.115 и медленная (S) – 0.0115). По [Lockner et al., 2011]

Измерения модуля Юнга пород показали, что для Салинианского блока характерны средние величины около 60 ГПа, для Великой Долины – 40 ГПа, внутри раздробленной зоны величины варьируют от 20 до 60 ГПа, а на стрэндах падают до величин менее 10 ГПа. Катаклазиты составляют в среднем 20% объема пород. Усредненные значения коэффициента Пуассона меняются от 0.2 до 0.3 [Jeppson et al., 2010].

Флюидный режим на разломе. Аномально-высокое поровое давление флюида в пределах разлома Сан-Андреас – это была одна из главных идей для объяснения того, как проскальзывание по разлому может происходить при низких уровнях сдвиговых напряжений. Для того, чтобы этот механизм был эффективен, поровое давление внутри самой зоны должно быть существенно выше, чем в окружающих породах. Однако в процессе изучения образцов из керна разломной зоны не было найдено никаких свидетельств-индикаторов аномального порового давления в деформирующемся керне скважины, величины порового давления близки к гидростатическим [Zoback et al., 2010], хотя пористость ядра разлома повышена [Janssen et al, 2011]. Скорее разломная зона служит водонепроницаемым барьером, который разделяет очень разные гидрогеологические режимы по обеим сторонам разлома [Becken et al., 2008; Becken, Ritter, 2012]. На юго-западной стороне разлома в Салинианском (Salinian) блоке, поровое давление слегка надгидростатическое и фиксируются обычные отношения $^3He/^4He$. В противоположность этому, на северо-восточной стороне разлома в блоке Великой Долины (формация Грэйт-Вэллей) фиксируются существенно повышенное поровое давление и высокие отношения $^3He/^4He$ (рис. 18б) в совокупности с очень выразительными геохимическими аномалиями [Wiersberg, Erzinger 2007, 2011].

Температурные измерения и в главной скважине, и в рядом расположенной пилотной скважине не выявили никаких признаков трещинно-генерируемого тепла на разломе Сан-Андреас, которое бы могло удаляться циркулирующим флюидом [Williams et al., 2004, 2005].

Исследования вещества стрэндов на микроуровне. Образцы, отобранные непосредственно из стрэндов, были исследованы на микроуровне с использованием рентгеновской дифрактоскопии, электронного микроскопа, микрозондирования и др. [Solum et al., 2006; Bradbury et al., 2007; Carpenter et al., 2011; Janssen et al., 2011]. В них были обнаружены минеральные зерна с отполированными поверхностями и бороздами/зеркалами скольжения. Выявленные систематические существенные разницы в концентрациях некоторых химических элементов в зернах, располагающихся непосредственно в стрэндах, и в зернах вмещающих пород (большинство элементов деплетированы в зернах, располагающихся в стрэндах, по сравнению с вмещающими породами), доказывают, что в разломных зонах идут интенсивные петрохимические процессы. В частности, в условиях повышенных напряжений на поверхностях скольжения, зерна полевого шпата и кварца могут растворяться, а новая локальная минерализация илита/смектита должна концентрироваться вдоль поверхностей скольжения по границам зерен [Schleicher et al., 2009; Moore, Rymer, 2010].

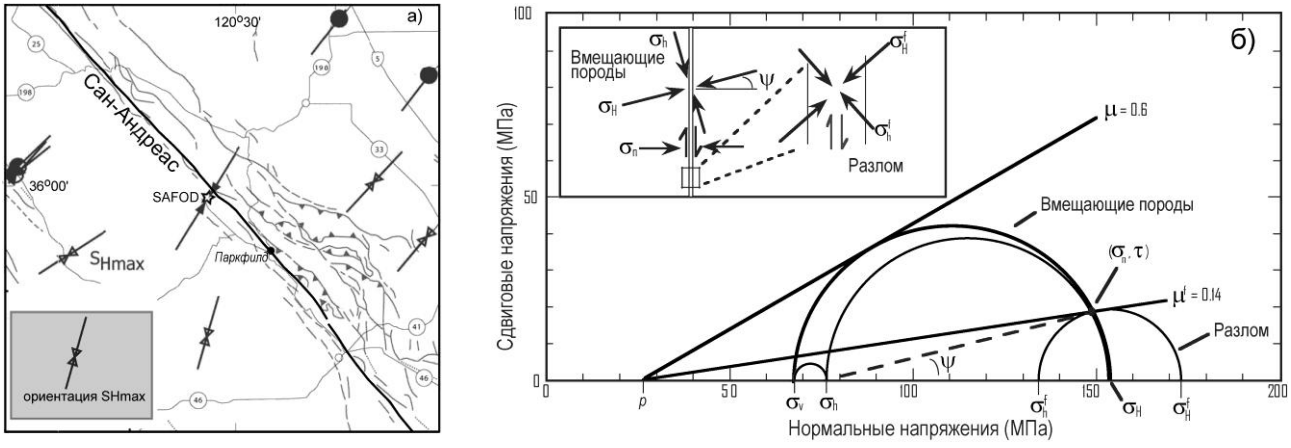


Рис. 21. а) Схема региона скважины SAFOD и ориентация максимальных горизонтальных напряжений (SHmax) на глубине 2.2 км в пилотной скважине на расстоянии по горизонтали 1.8 км от разлома. Хорошо согласуется с региональными данными (см. рис. 8). По [Bones, Zoback, 2006]. б) Модель НДС для скважины SAFOD на глубине 2.7 км, основанная на глубинных наблюдениях и предположении о гидростатическом давлении в порах. Круги Мора характеризуют НДС для разлома и вмещающих пород. На врезке показаны ориентации главных напряжений вне и внутри разлома. Вследствие слабого материала в разломе, главные напряжения внутри разлома повернуты относительно главных напряжений во вмещающих породах. Внутри разлома средние напряжения высокие, но сдвиговые напряжения низкие. σ_H и σ_h – максимальные и минимальные горизонтальные напряжения, соответственно, μ - коэффициент трения, τ- касательные напряжения, верхний индекс 'f' означает, что характеристика относится к породам разлома. В представленной модели σ_H вне разлома повернуто под углом 77° к простиранию разлома Сан-Андреас. Усредненные нормальные напряжения на разломе $(\sigma_n)_s$ = 122 МПа, касательные напряжения τ=17 МПа. По [Lockner et al., 2011]

Напряжения на разломе. Измерения величин напряжений как в пилотной [Hickman, Zoback, 2004], так и в главной [Bones, Zoback, 2006] скважинах SAFOD на расстояниях до ~100 м от активной зоны разлома на глубине показывают увеличение всех трех главных компонент напряжений до величин значительно выше литостатического давления. Повышенные средние напряжения вместе с низкими девиаторными напряжениями в окрестностях разломной зоны были предсказаны множеством теоретических моделей, в которых «слабый» разлом пересекает «сильную» кору [Rice, 1992; Tembe et al., 2010], при этом направления максимальных горизонтальных напряжений практически ортогональны плоскости разлома (рис. 21).

ЧТО ПРЕДСТАВЛЯЮТ СОБОЙ ГЛУБИННЫЕ ЧАСТИ РАЗЛОМА САН-АНДРЕАС?

Разлом Сан-Андреас и другие крупные активные разломы хорошо трассируются по гипоцентрам мелких землетрясений, которые происходят в Калифорнии до глубин 13-15 км. В частности, в окрестности обсерватории Паркфилд густая система сейсмоприемников позволила с высокой точностью локализовать гипоцентры афтершоков двух сильных землетрясений 1966 и 2004 г.г., которые разрешили тонкую структуру разлома в этом регионе (рис. 22). Отметим вариации угла наклона главного стрэнда разлома (ср. б) и ж) на рис. 22), а также слияние двух стрэндов на глубине около 5 км (рис. 22, е).

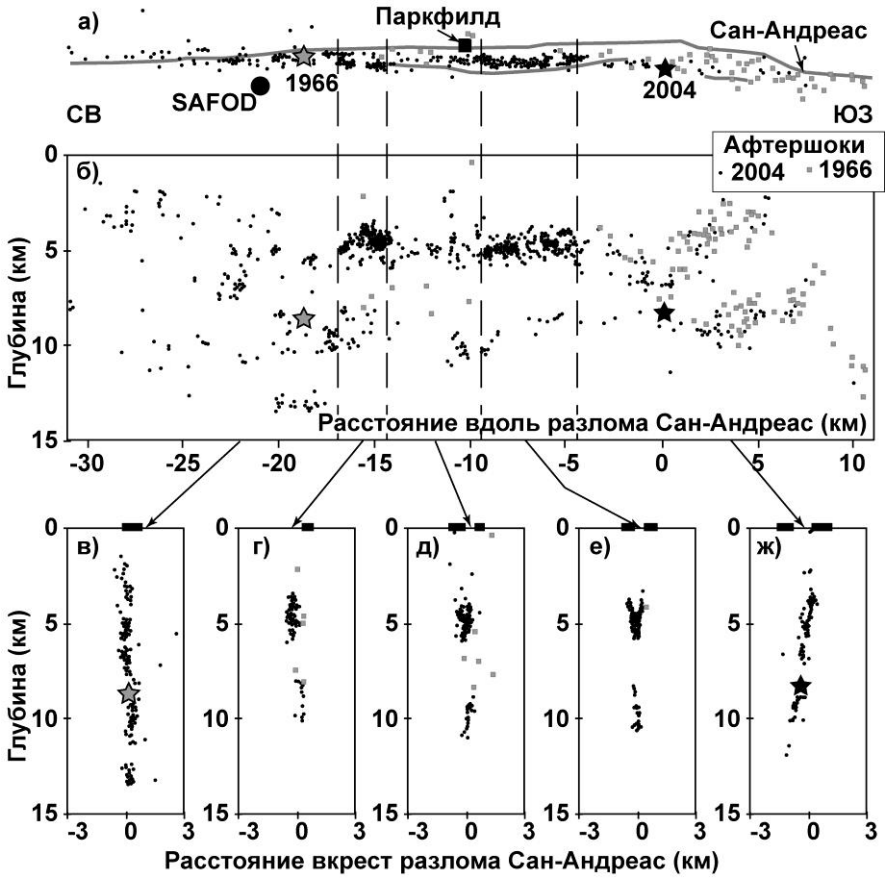


Рис. 22. Пространственная локализация афтершоков двух сильных землетрясений 1966 и 2004 гг. (звезды), произошедших на разломе Сан-Андреас в окрестностях г. Паркфилд. Показаны проекции гипоцентров (а) на поверхность (стрэнды разлома Сан-Андреас показаны серыми линиями), (б) на плоскость, параллельную разлому, и (в-ж) на плоскости, ортогональные разлому по сегментам. По [Bakun et al., 2005]

На широте г. Сан-Хосе, разломы Калаверас и Хейвард образуют «цветковую» структуру (рис. 23, а), то есть разлом Хейвард выполаживается к зоне перехода между верхней хрупкой и нижней пластичной корой (этот переход также является нижней границей сейсмичности в коре) и соединяется с разломом Калаверас. Аналогичным образом соотносятся и разломы Калаверас и Сан-Андреас немного южнее, где разлом Калаверас ответвляется от разлома Сан-Андреас. Однако на широте Сан-Франциско и севернее, разломы Сан-Андреас, Калаверас и Хейвард становятся сквозькоровыми изолированными (не соединяющимися друг с другом) разломами (рис. 7). Также в области сочленения разлома Сан-Андреас с разломом Сан-Грегорио-Хосгри все данные [Parsons et al., 2005] свидетельствуют о том, что разломы не выполаживаются, а остаются субвертикальными на всю толщу коры. В центральной части разломной системы Сан-Андреас второстепенные разломы представляют собой преимущественно надвиги, которые формируют чешуйчатые системы (рис. 23, б).

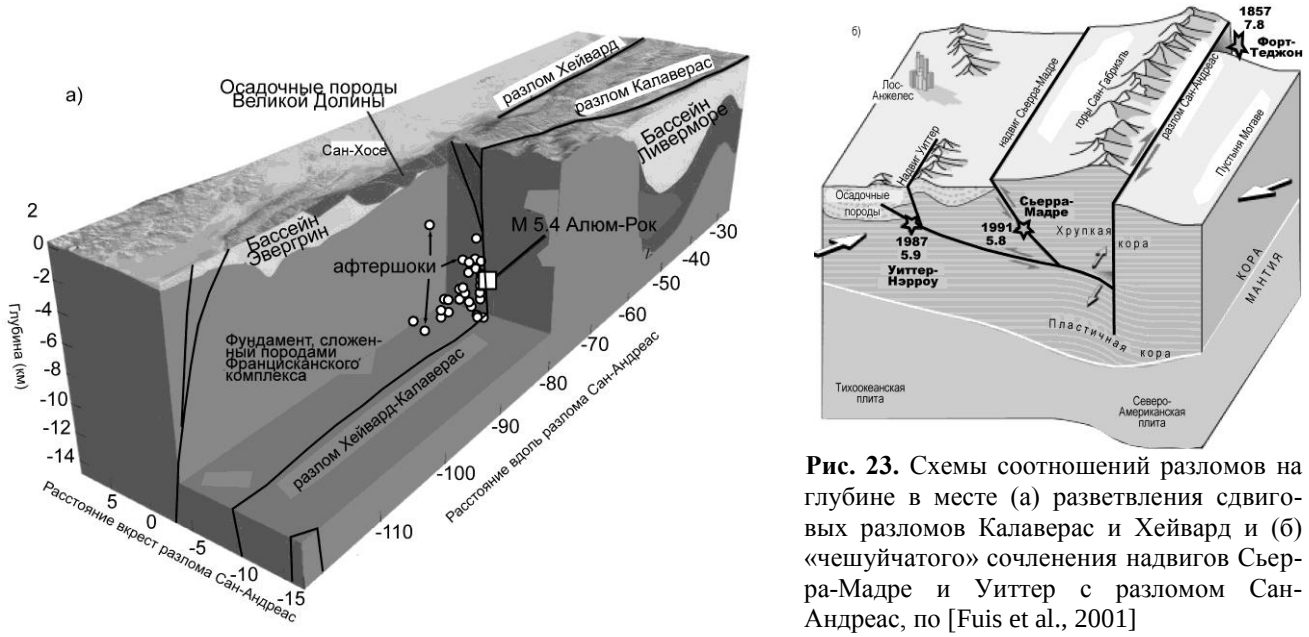


Рис. 23. Схемы соотношений разломов на глубине в месте (а) разветвления сдвиговых разломов Калаверас и Хейвард и (б) «чешуйчатого» сочленения надвигов Сьерра-Мадре и Уиттер с разломом Сан-Андреас, по [Fuis et al., 2001]

В то время как землетрясения – это короткие сейсмические события, происходящие в Центральной Калифорнии не глубже 15 км, треморы – это длительные низко-интенсивные сейсмические сигналы, источники которых располагаются на глубинах 15-30 км (рис. 24). Треморы впервые были зарегистрированы в областях около вулканов, где их генерация связывается с движениями подземных флюидов. Но в 2002 г. треморы были зафиксированы в субдукционной зоне под Японией [Obara, 2002], затем треморы были зафиксированы в Каскадной субдукционной зоне [Rogers, Dragert, 2003] на всех ее сегментах (в штатах Орегон, Вашингтон и Британская Колумбия). В 2005 г. сейсмические сигналы, записанные сейсмометрами в разведочных скважинах полигона Паркфилд, были идентифицированы как треморы [Nadeau, Dolenc, 2005], и это были первые треморы, зафиксированные в области сдвиговых деформаций (горизонтальных движений). Паркфилдские "сдвиговые треморы" отличаются от Каскадных "субдукционных" меньшей длительностью и интенсивностью. Паркфилдские длятся от трех до 21 минуты, а Каскадные – днями. И в Каскадной субдукционной, и в Паркфилдской сдвиговой зонах, источники треморов приурочены к краям "запертых" зон разломов. Одно из последних опубликованных обобщений по треморам на полигоне Паркфилд [Shelly and Hardebeck, 2010] включает данные за 9 лет наблюдений (середина 2001 г. до времени публикации статьи). Идентифицировано 600000 событий, они группируются в семейства, включающие от 3000-20000 событий. В некоторых областях треморная активность происходит каждый день. Надежная фиксация длительной треморной активности свидетельствует о том, что разлом Сан-Андреас в глубину не заканчивается как разлом у основания сейсмогенной зоны. Источники треморов оконтуривают плоскость, которая протягивается вглубь сквозь всю нижнюю кору (рис. 24).

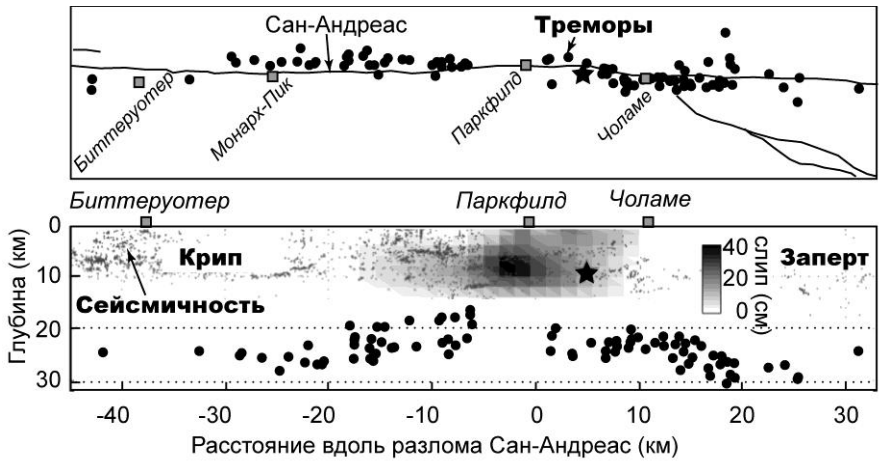


Рис. 24. По [Shelly, Hardebeck, 2010]. Локализация семейств треморов в окрестностях г. Паркфилд в плане (а) и в проекции на плоскость, параллельную разлому, (б). На (б): сейсмичность в верхней части коры (микро-землетрясения) показана серыми точками., а Серыми тонами показан косейсмичный слип, а звездой - гипоцентр землетрясения 2004 M_w = 6.0

Разрыв (или «вспарывание разлома»), происходящий при землетрясении и генерирующий сейсмические колебания, происходит в хрупкой моде до глубин 13-15 км, а глубже деформации осуществляются преимущественно за счет асейсмического слипа и/или крипа. Однако под "криповым" сегментом разлома Сан-Андреас, глубинные сдвиговые деформации, аккомодирующие крип в выше расположенных частях разломной зоны, происходят в какой-то промежуточной между сейсмическим разрывом и асейсмическими слипом и крипом моде, в виде серий событий, генерирующих треморы. Треморы – это «отголоски» событий, которые как бы доснимают остаточные напряжения в глубинных частях разлома, которые остались после крупного землетрясения [Becken et al., 2011].

По поводу природы треморов и механизма их генерации пока нет общепринятого объяснения. Поскольку треморы содержат сейсмические волны с частотами от 30 Гц и выше, то хотя бы часть вещества в источнике тремора должна деформироваться и разрушаться в хрупкой моде. Однако источники треморов располагаются на глубинах, где прогнозируется температура 500-600 °С. При таких температурах деформации должны происходить в пластической моде. Некоторые авторы видят причину треморов в движениях глубинных флюидов [Thomas et al., 2009; Becken et al., 2011]. Некоторые трактуют среду нижней части коры как пластическую матрицу, которая содержит блоки пород, сохранивших хрупкие свойства. Тогда треморы могут генерироваться сериями событий хрупкого разрушения внутри блоков [Ide, et al., 2007].

Слабые глинистые минералы (например, смектит), которые были обнаружены в скважине SAFOD [Schleicher et al., 2006], могут обеспечить механическую слабость разлома в верхних его частях. Однако они, как правило, становятся нестабильными при повышении температуры (например, чистый смектит стабилен при температуре ниже 120-150 °С), поэтому очень маловероятно, что только наличие глинистых минералов может объяснить низкую прочность разлома Сан-Андреас, усредненную на всю сейсмогенную глубину, где температуры выше.

Хотя исследования скважины SAFOD не выявили признаков активного присутствия флюида непосредственно в разломной зоне крипового сегмента разлома Сан-Андреас, многочисленные факты свидетельствуют о том, что флюиды играют большую роль в глубинных процессах разломных зон, возможно именно в сейсмогенных сегментах [Kharaka et al., 1999; Faulkner, Rutter, 2001; Kirby et al., 2002; Fialko, 2004; Connolly, Podladchikov, 2004; Hauksson, Shearer, 2006; Ребецкий, 2006, 2007]. Флюидный и тектонический режимы разломов тесно взаимосвязаны [Киссин, 2002, 2006]. В областях интенсивных сдвиговых движений в условиях повышенных напряжений провоцируются различные метаморфические процессы, в том числе и усиливается метаморфическая дегидратация пород (т.е. переход в свободное состояние химически связанной воды). Таким образом, исходно «сухая» порода в условиях повышения тектонических напряжений может трансформироваться в двухфазную среду (порода + флюид), а выделившийся флюид кардинально поменять режим НДС и спровоцировать подвижку.

В узких зонах сдвигового течения, где локализуются квазипластические деформации, образуются кластиты, а при более высокой степени «перетирания» пород – милониты (рис. 25). В средней/нижней коре ширина таких зон может достигать сотен метров и даже первых километров.

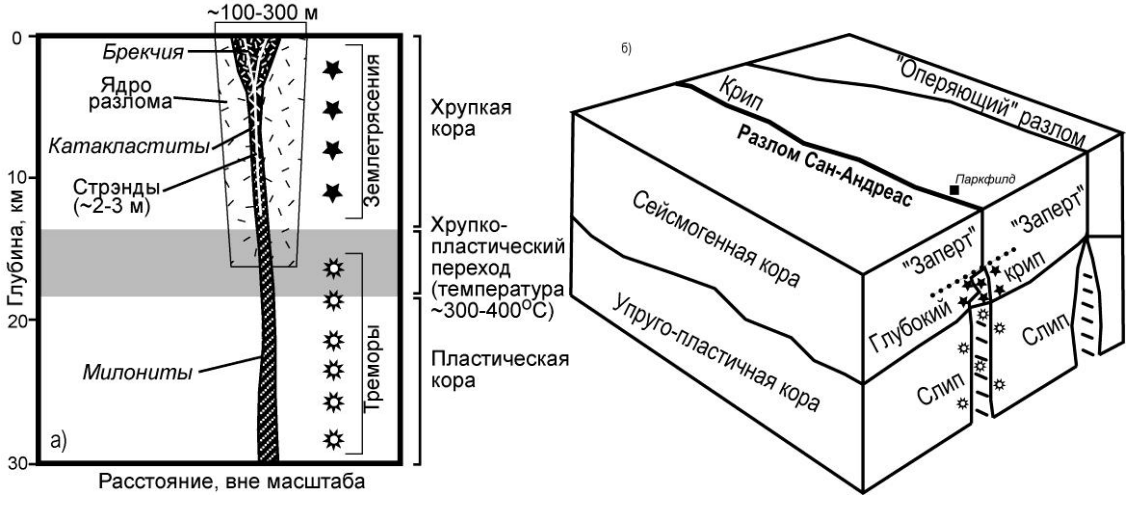


Рис. 25. Концептуальная модель разломной зоны Сан-Андреас

Данные GPS по Паркфилдскому сегменту разлома свидетельствуют о том, что северо-восточная сторона разлома аккомодирует больше межсейсмических деформаций, чем юго-западная сторона. Для интерпретации этого явления, в работе [Fulton et al., 2010] строится асимметричная модель разлома (рис. 26), которая хорошо совпадает с наблюденными данными. При этом на северо-восточной стороне разлома должен быть ~20 км блок с пониженным модулем Юнга и существенно разные глубины упруго-пластического перехода в коре по разные стороны от разлома. Авторы полагают, что понижение модуля Юнга провоцируется повышенным поровым давлением флюида в этом блоке, а источником флюида являются серпентинитовые породы [Kamiya, Kobayashi, 2000].

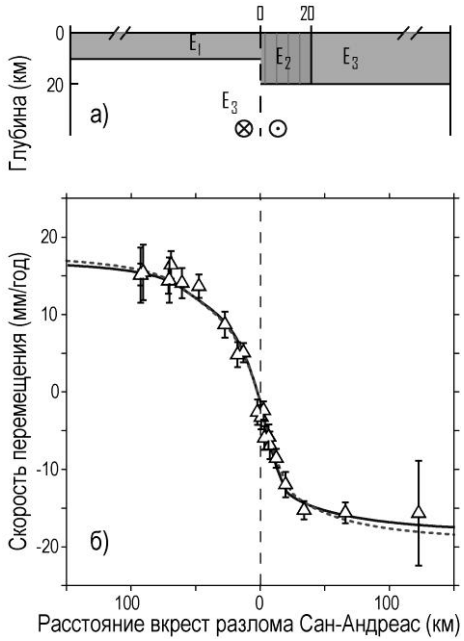


Рис. 26. Вязко-упругая модель (полупространство) по [Fulton et al., 2010] (а), объясняющая асимметричное распределение значений скоростей перемещений (б) (полученных по данным GPS в полосе шириной 100 км вкрест разлома Сан-Андреас и спроецированых на профиль в окрестностях Паркфилда)

Разные глубины упруго-пластичного перехода в коре (нижние кромки упругих блоков) с западной и восточной сторон разлома оценены, исходя из распределения сейсмичности и теплового потока. Авторы связывают понижение модуля Юнга в среднем блоке с повышенным (вплоть до литостатического) давлением флюидов с восточной стороны от разлома

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Столкновение срединно-океанического хребта с западной окраиной Северо-Американского континента 30 млн лет назад привело к преобразованию режима на окраине из конвергентного в трансформный, причем относительные горизонтальные перемещения между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами релаксировали преимущественно на разломах системы Сан-Андреас. Обособление крупнейших тектоно-геолого-морфологических провинций и блоков в современной структуре коры во многом результат позднемезозойской-кайнозойской геодинамической эволюции региона. Верхняя континентальная кора и океаническая литосфера ведет себя как «хрупкая» среда. Для более глубоких горизонтов континентальной коры и мантии более адекватными являются упруго-пластические реологические модели среды (модели Друккера-Прагера, Мизеса и др.). «Хрупко-пластичный» переход (ХПП) в континентальной коре диагностируется по косвенным индикаторам в Северной и Центральной Калифорнии в окрестностях разлома Сан-Андреас на глубине 10-15 км, в Южной Калифорнии - ~15-20 км, в пределах блоков Великой Долины и Сьерры-Невады - на глубине ~ 25 км, в Провинции Бассейнов и Хребтов - на глубине ~ 15 км, локально воздымаясь до глубин 3-4 км в области геотермального поля Косо и фактически выходит на поверхность в Долине Смерти. Направление течения астеносферы и подстилающей ее мантии (подастеносферная мантия) под юго-западной частью Северной Америки не совпадает с движением плит: Северо-Американская плита движется на юго-запад, Тихоокеанская - на северо-северо-запад, а подастеносферная мантия течет на северо-запад. Существуют аргументы в пользу того, что сдвиговые деформации под крупнейшими сдвиговыми разломами «продолжаются» в литосферную мантию, однако там они не столь локализованы как в коре, а более широко распределены под всей системой разломов Сан-Андреас.

На начальной стадии эволюции системы разломов Сан Андреас главная поверхность скольжения в системе располагалась у современного основания континентального склона, затем началась и продолжается в настоящее время миграция разлома на восток вглубь континента. Происходит как бы «захват» коровых блоков континентальной окраины Северо-Американского континента и причленение их к Тихоокеанской плите за счет того, что мантийный материал, располагающийся восточнее разлома Сан-Андреас, «наращивает» Тихоокеанскую плиту», становясь ее частью, и начинает дви-

гаться когерентно с плитой. Глубинные части блоков континентальной коры, располагающиеся над наращенной литосферной мантией Тихоокеанской плиты, постепенно «увлекаются» движением литосферной мантии. Из области контакта в верхние хрупкие части коры начинают «прорастать» разломы, которые являются «оперяющими» к главному разлому. Сдвиговые движения постепенно переносятся на новые разломы, а старые сегменты отмирают. «Отсеченные» разломами от континентальной коры блоки в конце концов «прилипают» к Тихоокеанской плите и становятся ее частью, а главная плоскость скольжения в системе постепенно смещается на восток. Сейсмически активная в настоящее время сдвиговая зона ВКСЗ+Уолкер-Лэйн «прорабатывает» новую главную плоскость скольжения для разлома Сан-Андреас в обход "прочного" корового блока, включающего в себя Великую Долину и Сьерру-Неваду, и постепенно "перехватывает" на себя аккомодацию относительных сдвиговых перемещений Северо-Американской и Тихоокеанской плит.

Трансформная граница между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами представляет собой сложноустроенный ансамбль, состоящий из разноразмерных жестких коровых блоков, разделенных крупными сдвиговыми разломными зонами, в которых концентрируются сдвиговые перемещения/деформации. Разломная система Сан-Андреас является наиболее активным элементом ансамбля и представляет собой совокупность главного разлома (разлом Сан-Андреас) и более мелких (оперяющих) разломов различного генезиса, размеров и активности от современных сейсмически активных разломов (Хейвард, Сан-Джазинто и др.) до неактивных палео-разломов. Второстепенные разломные системы (Уолкер-Лэйн, ВКСЗ и др.) представляют собой «диффузные» зоны деформаций без ярко выраженного главного разлома. Крупные разломы в верхней коре представляют собой зоны дробления шириной 100-500 м с породами повышенной трещиноватости и деформативности, характеризующиеся пониженными сейсмическими скоростями и электрическим сопротивлением, а также повышенной пористостью. Внутри зон дробления располагаются стрэнды – зоны шириной 2-3 м, в которых локализуются сдвиговые движения. Разлом СанАндреас прослеживается как узкая локализованная зона и в средней-нижней коре, но там ширина зоны локализации сдвиговых деформаций может достигать первых километров и реализовываться в виде пластических течений вещества (милониты). В подкоровой мантии сдвиговая зона предположительно может расширяться до десятков и даже первых сотен километров.

С позиций сейсмического режима различают «запертые» и «криповые» сегменты разломов. Результаты эксперимента SAFOD показали, что деформации механически слабой криповой части разломной системы Сан-Андреас контролируются наличием слабых минералов (глинистые пленки на поверхностях фолиации), а не высоким флюидным давлением или другими предполагаемыми гипотетическими механизмами.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 11-05-00387-а.

ЛИТЕРАТУРА

Киссин И.Г. Геофизические неоднородности и флюидная система консолидированной земной коры континентов // Геотектоника. 2002. № 5. С. 3-18.

Киссин И.Г. Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 85-104.

Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 120-146.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 С.

Романюк Т.В. Отражение кайнозойской геодинамической эволюции в современной структуре коры и верхней мантии запада США // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле». 2008. Вып. 11. №1. С. 107-119.

Романюк Т.В., Михайлова А.В. Моделирование напряжений, вызываемых плотностными неоднородностями: деламинация литосферного корня Сьерры-Невады // В: Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 397-412.

Романюк Т.В., Муни В.Д., Детвейлер Ш. Модели распределения плотности литосферы вкрест разлома Сан Андреас, Южная Калифорния // Физика Земли. 2003. N 5. С. 18-46.

Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых неоген-четвертичных бор-литиеносных провинций. М. Светоч Плюс. 2010. 304 с.

Романюк Т.В., Ткачев А.В. Крупнейшие мировые миоцен-четвертичные бор-литиеносные провинции. Статья 2. Геодинамическая эволюция в конце мезозоя и кайнозое. МОИП, отд. Геологич. 2009. Т.84. Вып. 5. С. 11-45.

Armstrong R.L., Ward P. Evolving geographic patterns of Cenozoic magmatism in the North America Cordillera: The temporal and spatial association of magmatism and metamorphic core complexes. J.Geophys. Res. 1991.Vol. 96. P. 13201-13224.

Atwater T. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81. P. 3513-3536.

Bakun W. H., Aagaard B., Dost B., Ellsworth W.L., Hardebeck J.L., Harris R.A., Ji C., Johnston M. J.S., Langbein J., Lienkaemper J.J., Michael A.J., Murray J.R., Nadeau R.M., Reasenberg P.A., Reichle M.S., Roeloffs E.A., Shakal A., Simpson R.W., Waldhauser F. Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield, California, earthquake // Nature. 2005. Vol. 437, P. 969–974.

Becken M., Ritter O. Magnetotelluric Studies at the San Andreas Fault Zone: Implications for the Role of Fluids // Surv. Geophys. 2012. Vol. 33. P.65–105.

Becken M., Ritter O., Bedrosian P.A., Weckmann U. Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault // Nature 2011. N. 480. P. 87-90.

Becken M., Ritter O., Park S.K., Bedrosian P.A., Weckmann U., Weber M. A deep crustal fluid channel into the San Andreas fault system near Parkfield, California // Geophys. J. Int. 2008, Vol. 173. P.718–732.

Becker T.W., Schulte-Pelkum V., Blackman D.K., Kellogg J.B. O'Connell R.J. Mantle flow under the western United States from shear wave splitting // Earth Planet. Sci.Lett.2006. Vol. 247. P. 235-251.

Ben-Zion Y. Properties of seismic fault zone waves and their utility for imaging low-velocity structures // J.Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 12567–12585.

Ben-Zion Y., Sammis C.G. Characterization of Fault Zones // Pure Appl. Geophys. 2003. Vol. 160. P. 677-715.

Bohannon R.G., Parson T. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions // GSA Bull. 1995. V.107. N 8. P.937-959.

Boness N.L., Zoback M.D. A multiscale study of the mechanisms controlling shear velocity anisotropy in the San Andreas Fault Observatory at Depth // Geophysics. 2006. Vol. 71, F131–F146.

Bradbury K.K., Barton D.C., Solum J.G., Draper S.D., Evans J.P. Mineralogic and textural analyses of drill cuttings from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) boreholes: initial interpretations of fault zone composition and constraints on geologic models // Geosphere. 2007. Vol. 3, N.5. P. 299–318.

Brune J.N., Allen C.R. A low-stress-drop, low-magnitude earthquake with surface faulting: The Imperial, California, earthquake of March 4, 1966 // Seismological Society of America Bulletin, 1967. Vol. 57, N. 3. P. 501-514.

Brune J.N., Henyey T.L., Roy R.F. Heat flow, stress, and rate of slip along the San Andreas fault, California // Journal of Geophysical Research. 1969. Vol. 74. N. 15. P. 3821-3827.

Burgmann R., Dresen G. Rheology of the lower crust and upper mantle: evidence from rock mechanics, Geodesy, and Field Observations // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. Vol. 36. P. 531–567.

Byerlee J. Friction of rocks // Pure Appl. Geophys. 1978. Vol. 116, N.6. P. 5–626.

Byerlee J. Friction, overpressure and fault normal compression // Geophys. Res. Lett. 1990. Vol. 17, N. 2 P. 9–22.

Byerlee J. Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes // Geology. 1993. Vol. 21. P. 303–306.

Byerlee J.D., Brace W.F. Stick-slip, stable sliding, and earthquakes-effect of rock type, pressure, strain rate, and stiffness // Journal of Geophysical Research. 1968. Vol. 73, N. 18. P.6031-6037.

Carpenter B.M., Marone C., Saffer D.M. Frictional behavior of materials in the 3D SAFOD volume // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36 L05302.

Carpenter B.M., Marone C., Saffer D.M. Weakness of the San Andreas Fault revealed by samples from the active fault zone // Nature Geoscience Letters. 2011. PUBLISHED ONLINE: 27 FEBRUARY 2011, DOI: 10.1038/NGEO1089.

Chery J., Zoback M.D., Hickman S. A mechanical model of the San Andreas fault and SAFOD pilot hole stress measurements // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31, N.15. L15S13.

Chester F.M., Chester J.S. Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. Vol. 295. P. 199–221.

Chester F.M., Evans J.P., Biegel R.L. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 771– 786.

Chester J., Chester F.M., Kronenberg A.K. Fracture energy of the Punchbowl fault, San Andreas system // Nature. 2005. Vol. 437. P. 133-136.

Chinnery M.A. The strength of the earth's crust under horizontal shear stress // Journal of Geophysical Research. 1964. Vol. 69, N. 10. P. 2085-2089.

Collettini C., Holdsworth R.E., Smith S.A.F. Fault zone structure and deformation processes along an exhumed low-angle normal fault: a review and implications for seismic behaviour. International Geophysical Series: Fault-zone Properties and Earthquake Rupture Dynamic (Ed. Fukuyama E.) 2009. P. 69-85.

Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C. Fault zone fabric and fault weakness // Nature. 2009. Vol. 462. P. 907–910.

Connolly J.A.D., Podladchikov Y.Y. Fluid flow in compressive tectonic settings: implications for midcrustal seismic reflectors and downward fluid migration // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. B04201.

Crawford B.R., Faulkner D.R., Rutter E.H. Strength, porosity, and permeability development during hydrostatic and shear loading of synthetic quartz-clay fault gouge // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113, N. B03207, doi:10.1029/2006JB004634.

Dickinson W.R. Tectonic implications of Cenozoic volcanism in coastal California // GSA Bull. 1997. Vol. 109. N 8. P. 936-954.

Dickinson W.R. The Basin and Range Province as a composite extensional domain. Int. Geol. Rev. 2002.Vol. 44 P. 1–38.

Dickinson W.R., Ducea M., Rosenberg L.I., Greene H.G., Graham S.A., Clark J.C., Weber G.E., Kidder S., Ernst W.G., Brabb E.E. Net dextral slip, Neogene San Gregorio–Hosgri fault zone, coastal California: Geologic evidence and tectonic implications // Geological Society of America Special Paper. 2005. Vol. 391. 43 P.

Dumitru T.A., Gans P.B., Foster D.A., Miller E.L. Refrigeration of the western Cordilleran lithosphere during Laramide shallow-angle subduction // Geology. 1991. Vol. 19. P. 1145-1148.

Engebreston D.C., Cox A., Thompson G.A. Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range // Tectonics. 1984. Vol. 3, N2. P. 115-119.

Faulkner D.R., Lewis A.C., Rutter E.H. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain // Tectonophysics. 2003. Vol. 367. P. 235–251.

Faulkner D.R., Rutter E.H. Can the maintenance of overpressured fluids in large strike-slip fault zones explain their apparent weakness? // Geology. 2001. Vol. 29. P. 503– 506.

Fialko Y. Evidence of fluid-filled upper crust from observations of postseismic deformation due to the 1992 Mw 7.3 Landers earthquake // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. B0840.

Freed AM, Burgmann R, Herring TA. Far-reaching transient motions after Mojave earthquakes require broad mantle .ow beneath a strong crust. Geophys. Res. Lett. 2007.34:L19302.

Freed AM, Burgmann R. Evidence of power-law flow in the Mojave desert mantle // Nature. 2004. Vol. 430. P.548–551.

Fuis G.S., Ryberg T., Godfrey N.I., Okaya D.A., Murphy J.M. Crustal structure and tectonics from the Los Angeles basin to the Mojave Desert, southern California // Geology. 2001. Vol. 29. P. 15-18.

Fulton P.M., Saffer D.M. Potential role of mantle-derived fluids in weakening the San Andreas Fault // J.Geophys. Res. 2009. Vol. 114. B07408.

Fulton P.M., Schmalzle G., Harris R.N., Dixon T. Reconciling patterns of interseismic strain accumulation with thermal observations across the Carrizo segment of the San Andreas Fault // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. Vol. 300. P. 402–406.

Gan W., Svarc J.L., Savage J.C., Prescott W.H. Strain accumulation across the Eastern California Shear Zone at latitude 36º30'N // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 16229-16236.

Glazner A. F., Walker J. D., Bartley J. M., Fletcher J. M. Cenozoic evolution of the Mojave block and environs // Geol. Soc. Am. Mem. 2002. Vol. 195. P. 19-41.

Godfrey N.J., Fuis G.S, Okaya D.A. Lower-crustal deformation beneath the central Transverse Ranges, southern California: results from the Los Angeles Region Seismic Experiment // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, N. B7, P. ETG 8-1 to ETG 8-19, 10.1029/ 2001JB000354.

Hauksson E., Shearer P.M. Attenuation models (Q_P and Q_S) in three dimensions of the southern California crust: Inferred fluid saturation at seismogenic depth // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. B05302.

Henyey T.L., Wasserburg G.J. Heat flow near major strike-slip faults in California // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N. 32. P. 7924-7946.

Hickman S., Zoback M. Stress orientations and magnitudes in the SAFOD pilot hole // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol.31. L15S12.

Hickman S., Zoback M.D., Ellsworth W. Introduction to special section: Preparing for the San Andreas Fault Observatory at Depth // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31, N.12. P. 1-4.

Hirth G., Kohlstedt D.L. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: a view from the experimentalists. In *Inside the Subduction Factory*, (Ed. J Eiler). *Geophys. Monogr.* 138.Washington, DC: Am. Geophys. Soc. 2003. P. 83–105

Holdsworth R.E., van Diggelen E.W.E., Spiers C.J., de Bresser J.H.P., Walker R.J., Bowen L. Fault rocks from the SAFOD core samples: implications for weakening at shallow depths along the San Andreas Fault, California // J. Struct.Geol. 2011. Vol. 33. P. 132–134.

Humphreys E., Hessler E., Dueker K., Farmer G., Erslev, E., Atwater, T. How Laramide-Age Hydration of North American Lithosphere by the Farallon Slab Controlled Subsequent Activity in the Western United States. In: The lithosphere of Western North America and its geophysical characterization. Klemperer S.L., Ernst W.G. (Eds.), Bellwether Publishing 2003. Ltd. For the Geological Society of America. The George A. Thompson Volume International Book Series, Vol. 7. P. 524-544.

Humphreys E.D. Post-Laramide removal of the Farallon slab, western United States. Geology. 1995. Vol. 23, N 11. P. 987-990.

Ide S., Imanishi K., Yoshida Y., Beroza G.C., Shelly D.R. Bridging the gap between seismically and geodetically detected slow earthquakes // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. L10305.

Ide S., Shelly D.R., Beroza G.C. Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34. L03308.

Ito Y., Obara K., Shiomi K., Sekine S., Hirose H. Slow Earthquakes Coincident with Episodic Tremors and Slow Slip Events // Science. 2007. Vol. 315. P. 503–506.

James T.S., Clague J.J.,Wang K., Hutchinson I. Postglacial rebound at the northern Cascadia subduction zone // Q. Sci. Rev. 2000. Vol. 19. P. 1527–1541.

Janssen C., Wirth R., Reinicke A., Rybacki E., Naumann R., Wenk H.-R., Dresen G. Nanoscale porosity in SAFOD core samples (San Andreas Fault) // Earth and Planet. Sci. Lett. 2011. Vol. 301. P. 179-189.

Jeppson T.N., Bradbury K.K., Evans J.P. Geophysical properties within the San Andreas Fault Zone at the San Andreas Fault Observatory at Depth and their relationships to rock properties and fault zone structure // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. B12423.

Jones D.L., Graymer R., Wang C., McEvilly T.V., Lomax A. Neogene transpressive evolution of the California Coast Ranges. Tectonics. 1994. Vol. 13. P. 561–574.

Jové C.F., Coleman R.G. Extension and mantle upwelling within the San Andreas fault zone, San Francisco Bay area, California. Tectonics/ 1998. Vol. 17. P. 883–890.

Kamiya S., Kobayashi Y. Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. N.6. P.819–822.

Kao H., Wang K., Dragert H., Rogers G.C., Kao J.Y. Large contrast between the moment magnitude of tremor and the moment magnitude of slip in ETS events // Eos 2009. 90 (suppl.), T22B-04.

Karato Sh.-I. Rheology of the deep upper mantle and its implications for the preservation of the continental roots: A review // Tectonophysics. 2010. Vol. 481. P.82–98.

Karato Sh.-I., Jung H., Katayama I., Skemer P. Geodynamic Significance of Seismic Anisotropy of the Upper Mantle: New Insights from Laboratory Studies // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. Vol. 36. P. 59–95.

Karato Sh.-I., Wenk H.-R. (Eds.) Plastic Deformation of Minerals and Rocks. Wiley-Blackwell. 2002. 435 p.

Kaufmann G., Amelung F. Reservoir-induced deformation and continental rheology in the vicinity of Lake Mead, Nevada // J. Geophys. Res. 2000. Vol.105. P. 16341–16358.

Kenner S.J., Segall P. Lower crustal structure in northern California: implications from strain-rate variations following the 1906 San Francisco earthquake // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. 2011.

Kharaka Y.K., Thordsen J.J., Evans W.C., Kennedy B.M. Geochemistry and hydromechanical interactions of fluids associated with the San Andreas Fault system, California // In: Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust, Geophys. Monogr. Ser. 1999. Vol. 113 (Ed. W.C. Haneberg). P. 129–148. AGU. Washington. D.C.

Kirby S.H., Wang K., Brocher T. A possible deep, long-term source for water in the Northern San Andreas Fault system: a ghost of Cascadia subduction past? // Eos Trans AGU. 2002. Vol.83:Fall Meeting Supplement Abstract S22B-1038.

Kohler M.D. Magistrale H., Clayton R.W. Mantle Heterogeneities and the SCEC Reference Three-Dimensional Seismic Velocity Model Version 3 // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. Vol. 93, No. 2. P. 757–774.

Kohlstedt D.L., Mackwell S.J. Strength and deformation of planetary lithospheres. In: Planetary Tectonics (Eds. Watters T.R., Schultz R.A. Cambridge University Press. 2009. P.397-456.

Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat Flow and Energetics of the San Andreas Fault Zone // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N.11. P. 6185–6223.

Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat flow From Cajon Pass, fault strength and tectonic implications // J.Geophys. Res. 1992. Vol. 97. N.B4. P.4995–5015.

Laske G., Masters G. A Global Digital Map of Sediment Thickness // EOS Trans. AGU. 1997. Vol. 78. F483.

Li X., Yuan X., Kind R. The lithosphere-asthenosphere boundary beneath the western United States // Geophys. J. Int. 2007. Vol. 170, N. 2. P.700-710.

Lin F.-C., Ritzwoller M.H., Yang Y., Moschetti M.P., Fouch M.J. Complex and variable crustal and uppermost mantle seismic anisotropy in the western United States // Nature Geoscience. 2011. N 4, P. 55–61.

Lockner D.A., Morrow C., Moore D., Hickman S. Low strength of deep San Andreas fault gouge from SAFOD core // Nature. 2011. Vol. 472. N.7341. P.82-85.

Luyendyk B.P. A model for Neogene crustal rotations, transtension, and transpression in southern California // GSA Bull. 1991. Vol. 103. P. 1528 –1536.

Molnar P., Dayem K.E. Major intracontinental strike-slip faults and contrasts in lithospheric strength // Geosphere. 2010. Vol. 6, N 4. P. 444-467.

Moore D.E., Lockner D.A. Frictional strengths of talc-serpentinite and talc-quartz mixtures // J. *Geophys. Res. 2011. Vol. 116. N. B01403.*

Moore D.E., Rymer M.J. Metasomatic origin of fault gouge comprising the two creeping strands at SAFOD // Eos 2010. (Fall suppl.), paper T41A-2105 (2010).

Moore D.E., Rymer M.J. Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas Fault // Nature. 2007. Vol. 448. P. 795–797.

Nadeau R.M., Dolenc D. Nonvolcanic Tremors Deep Beneath the San Andreas Fault // Science. 2005. Vol. 307, N. 389.

Nicholson C., Sorlien C.C., Atwater T., Crowell J.C., Luyendyk B.P. Microplate capture, rotation of the western transverse ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system // Geology. 1994. Vol. 22. P. 491–495.

Obara K. Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan // Science. 2002. Vol. 296. P. 1679–1681.

Park S.K., Wernicke B. Electrical conductivity images of Quaternary faults and Tertiary detachment in the California Basin and Range // Tectonics. 2003. Vol. 22, N 4. 1030.

Parsons T., Bruns T.R., Sliter R. Structure and mechanics of the San Andreas–San Gregorio fault junction, San Francisco, California // Geochem. Geophys. Geosyst. 2005. Vol. 6. Q01009.

Paulson A., Zhong S., Wahr J. Modelling postglacial rebound with lateral viscosity variations // Geophys. J.Int. 2005. Vol. 163. P. 357–371.

Peng Z., Gomberg J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // Nature Geoscience. 2010. N 3. P. 599–607.

Perfettini H, Avouac J.P. Modeling afterslip and aftershocks following the 1992 Landers Earthquake // J.Geophys. Res. 2007. Vol. 112. N.B07409.

Platt J.P., Becker T.W. Where is the real transform boundary in California? // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. Vol. 11. N.Q06012.

Pollitz F.F. Transient rheology of the uppermost mantle beneath the Mojave Desert, California // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 215. P. 89–104.

Pollitz F.F., Burgmann R., Banerjee P. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth // *Geophys. J. Int.* 2006. Vol. 167. P. 397–420.

Pollitz F.F., Peltzer G., Burgmann R. Mobility of continental mantle: evidence from postseismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 8035–8054.

Pollitz F.F.,Wicks C., Thatcher W. Mantle flow beneath a continental strike-slip fault: postseismic deformation after the 1999 Hector Mine earthquake // Science. 2001. Vol. 293. P. 1814–1818.

Pollitz F.F.. Transient rheology of the uppermost mantle beneath the Mojave Desert, California // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 215. P. 89–104.

Regenauer-Lieb K., Hobbs B., Yuen D.A., Ord A., Zhang Y., Mulhaus H.B., Morra G. From point defects to plate tectonic faults // Philosophical Magazine. 2006. Vol. 86. P. 3373-3392.

Rice J.R. Fault stress states, pore pressures distributions, and the weakness of the San Andreas fault. In: Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks (eds Evans, B. & Wong, T.-F.) Academic. 1992. P. 475–503.

Rogers G., Dragert H. Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip // Science. 2003. Vol. 300. P. 1942–1943.

Romanyuk T., Mooney W., Detweiler S. Two lithospheric profiles across Southern California derived from gravity and seismic data // J. Geodynamics. 2007. Vol. 43. P. 274-307.

Saffer D.M., Frye K.M., Marone C., Mair K. Laboratory results indicating complex and potentially unstable frictional behaviour of smectite clay // Geophys. Res. Lett. 2001. Vol. 28. P. 2297–2300.

Schleicher A.M., Tourscher S.N., van der Pluijm B.A., Warr L.N. Constraints on mineralization, fluid-rock interaction, and mass transfer during faulting at 2–3 km depth from the SAFOD drill hole // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. B04202.

Schleicher A.M., van der Pluijm B.A., Solum J.G., Warr L.N. Origin and significance of clay-coated fractures in mudrock fragments of the SAFOD borehole (Parkfield, California) // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. L16313.

Schleicher A.M., van der Pluijm B.A., Warr L.N. Chlorite-smectite clay minerals and fault behavior: New evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) core // Lithosphere, *L158.1, first published online 25 January 2012.*

Scholz C.H. (Ed.) The mechanics of earthquakes and faulting, 2nd ed., 2002. Cambridge University Press, Cambridge. 471 p.

Severinghaus J., Atwater T. Cenozoic geometry and thermal state of subducting slabs beneath western North America // In: Wernice B.P., ed., Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada // Geol. Soc. Am. Mem. 1990. Vol. 176. P. 1-22.

Shaw J.H., Shearer P.M. An Elusive Blind-Thrust Fault Beneath Metropolitan Los Angeles // Science. 1999. Vol. 283. P. 1516-1518.

Shelly D.R. Migrating tremors illuminate deformation beneath the seismogenic San Andreas fault // Nature. 2010. Vol. 463. P. 648–652.

Shelly D.R., Hardebeck J.L. Precise tremor source locations and amplitude variations along the lower-crustal central San Andreas Fault // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol.37. L14301.

Sigmundsson F. Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland // Geophys. Res. Lett. 1991. Vol. 18. P. 1131–1134.

Silver P.G., Holt W.E. The mantle flow beneath western North America // Science. 2002. Vol. 295. P. 1054-1058.

Solum J.G., Hickman S.H., Lockner D.A., Moore D.E., van der Pluijm B.A., Schleicher A.M., Evans J.P. Mineralogical characterization of protolith and fault rocks from the SAFOD Main Hole // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. L21314.

Tape C., Plesch A., Shaw J.H., Gilbert H. Estimating a Continuous Moho Surface for the California Unified Velocity Model // Electronic seismologist. 2012. July/August. doi: 10.1785/0220110118.

Tembe S., Lockner D. A., Wong T.-f. Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: binary and ternary mixtures of quartz, illite and montmorillonite // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. B03416.

Tembe S., Lockner D.A., Solum J.G., Morrow C.A., Wong T., Moore D.E. Frictional strength of cuttings and core from SAFOD drillhole phases 1 and 2 // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. L23307.

Thomas A.M., Nadeau R.M., Burgmann R. Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault // Nature. 2009. Vol. 462, P.1048–1051.

Titus S.J., Medaris L.G., Wang H.F., Tikoff B. Continuation of the San Andreas fault system into the upper mantle: evidence from spinel peridotite xenoliths in the Coyote Lake basalt, central California // Tectonophysics. 2007. Vol. 429. P. 1–20.

Townend J., Zoback M.D. Regional tectonic stress near the San Andreas Fault in central and southern California // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. L15S11.

Unsworth M., Bedrosian P.A. Electrical resistivity structure at the SAFOD site from magnetotelluric exploration // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. L12S05.

Wernicke B.P. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province, Nappe tectonics in an extending orogen // Nature. 1981. Vol. 291. P. 645-648.

Wernicke B.P., England P.C., Sonder L.J., Christiansen R.L. Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extention in the North American cordillera // In: Continental extensional tectonics. (Coward M.P., et al. Eds.). Geol. Soc. Sp. Pub. 1987. Vol. 28. P. 203-221.

West J.D., Fouch M.J., Roth J.B., Elkins-Tanton L.T. Vertical mantle flow associated with a lithospheric drip beneath the Great Basin // Nat. Geosci. 2009. Vol. 2. P. 438-443.

Wiersberg T., Erzinger J. A helium isotope cross-section study through the San Andreas Fault at seismogenic depths // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. Vol. 8. Q01002.

Wiersberg T., Erzinger J. Chemical and isotope compositions of drilling mud gas from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) boreholes: Implications on gas migration and the permeability structure of the San Andreas Fault // Chem. Geology. 2011. Vol. 284. P. 148-159.

Wijk J.W., Govers R., Furlong K.P. Three-dimensional thermal modeling of the California upper mantle: a slab window vs. stalled slab // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 186. P. 175-186.

Williams C.F., D'Alessio M.A., Grubb F.V., Galanis S.P. Heat flow studies in the SAFOD main hole // Eos, Trans. AGU, 2005. Vol. 86. N.52. Fall Meeting Suppl., Abstract T23E-07.

Williams C.F., Grubb F.V., Galanis Jr. S.P. Heat flow in the SAFOD pilot hole and implications for the strength of the San Andreas Fault // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31, N. 15. L15S14.

Wilson C.K., Jones C H, Gilbert H.J. Single-chamber silicic magma system inferred from shear wave discontinuities of the crust and uppermost mantle, Coso geothermal area, California // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108, N. B5. 2226.

Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M. Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas system, California // J. Struc. Geol. 2005. Vol. 25. P. 1855-1873.

Wu P. Effects of lateral variations in lithospheric thickness and mantle viscosity on glacially induced surface motion in Laurentia // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 235. P. 549–563.

Zandt G., Gilbert H., Owens T., Ducea M., Saleeby J., Jones C. Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California // Nature. 2004. Vol. 431. P. 41-46.

Zhu L. Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. P. 183-190.

Zoback M., Hickman S., Ellsworth W. and the SAFOD Science Team. Scientific Drilling Into the San Andreas Fault Zone —An Overview of SAFOD's First Five Years // Scientific Drilling, No. 11, March 2011. P. 14-28.

Zoback M., Hickman S., Ellsworth W. Scientific drilling into the San Andreas Fault zone // Eos. 2010. Vol. 91. P.197–199.

Zoback M.D., Zoback M.L., Mount V.S., Suppe J., Eaton J.P., Healy J.H., Oppenheimer D., Reasenberg P., Jones L., Raleigh C.B., Wong I.G., Scotti O., Wentworth C. New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system // Science. 1987. Vol. 238. P. 1105-1111.

ГЛАВНЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ ПОЛЕВОЙ ТЕКТОНОФИЗИКИ ЗА 60 ЛЕТ (1953-2013)

Л.А. Сим, А.В. Маринин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, sim@ifz.ru

ВВЕДЕНИЕ

Первая публикация о реконструкции тектонических напряжений по геологическим индикаторам была опубликована М.В. Гзовским в 1954 г [1954], но работать над этой проблемой он, безусловно, начал раньше. Статья поступила в редакцию 24 августа 1953 г, поэтому смело можно считать, что полевой тектонофизике в 2013 г исполняется уже 60 лет.

Основными достижениями полевой тектонофизики за прошедший период являются как существенное расширение комплекса методов, основанных на анализе разнообразных мелких структурных форм – индикаторов тектонических напряжений, так и исследование механизмов формирования тектонических структур различного масштаба, а также проведение регионального изучения напряженного состояния почти всей территории России, стран СНГ и на многих участках в Западной Европе и других странах. Было показано, что в геологической среде, прошедшей неоднократное деформирование, при реализации перемещений по ослабленным поверхностям фиксируются вектора перемещений на плоскостях, отклоняющихся от теоретических и модельных представлений за счет неоднородности свойств среды; разработана гипотеза закономерной смены фаз в едином цикле, основанная на переиндексации осей главных нормальных напряжений в процессе непрерывного деформирования. Большое значение приобрели полевые тектонофизические исследования в решении практических задач: разработаны критерии прогноза мест локализации рудных и нерудных полезных ископаемых, прогноз локальных секторов растяжения, важных для прогноза повышенной проницаемостью на месторождениях углеводородов и прогноза участков с развитием неблагоприятных современных процессов. Полевые тектонофизические исследования широко применяются при выборе мест под строительство крупных гражданских сооружений. В последние годы в ИФЗ РАН возобновлено проведение Всероссийских тектонофизических конференций (2008, 2012 гг) и организованы регулярные молодежные тектонофизические школы-семинары (2009, 2011, 2013 гг). На первой организованной в постсоветское время тектонофизической конференции (2008 г) приняли участие тектонофизики стран ближнего и дальнего зарубежья, в том числе известный европейский ученый тектонофизик, профессор Ж. Анжелье (1947-2010 гг), по методикам которого работает сегодня большинство полевых тектонофизиков за рубежом. Эти важные события дали возможность краткого обобщения основных результатов полевых тектонофизических исследований, достигнутых за истекший период.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изложение основных результатов полевых тектонофизических исследований сгруппировано в согласии с использованными методами.

Реконструкция палеонапряжений по трещиноватости и мелким структурным формам. На ранних этапах полевых тектонофизических исследований, начиная с М.В. Гзовского [1954, 1959, 1975], широко использовались массовые замеры трещиноватости для выделения сколовых сопряженных трещин. Метод основан на представлениях теории прочности Кулона, согласно которой разрушение материала происходит по плоскости скалывающих касательных напряжений.

Основной проблемой при использовании метода сопряженных сколов являлось объективное выделение одновозрастных сколов. Существенный вклад в эту методику был внесен П.Н. Николаевым, предложившим учитывать разброс максимумов сколов, возникающий в процессе одноэтапного деформирования. Автором этот метод был назван статистическим [Николаев, 1977]. Методы выделения сколовых сопряженных трещин дают возможность определять ориентировку осей главных нормальных напряжений, а прочие структурные формы – геодинамическую обстановку деформирования: наличие жил, даек различного состава и возраста – обстановку растяжения, мелких изоклинальных складок, кливажа – сжатия.

Реконструкция тектонических напряжений по сколовым трещинам и детальное изучение тектоники и мелких структурных форм Байджансайского антиклинория (рис. 1) привела

М.В. Гзовского к выводу о механизме формировании складок 1 порядка антиклинория как складок поперечного изгиба без существенного изменения мощности. [Гзовский, 1959, 1963]. Одновременно с ростом крупных основных складок 1 и 2 порядков большинство дополнительных складок сформировалось под действием сжимающих усилий вдоль слоистости в течение одной или нескольких фаз. Среди механизмов формирования более мелких складок М.В. Гзовским выделены: продольное расплющивание (при увеличении мощности слоя), продольный изгиб (путем изгибания слоя без существенного изменения мощности), выжимание материала. В этих пионерских тектонофизических работах отмечалась реакция слоистых толщ на выявленные (независимо от дополнительных складок) вертикальные перемещения отдельных крупных складок и на знакопеременные вертикальные перемещения по крупным, длительно развивавшимся зонам разрывов [Гзовский, 1963].

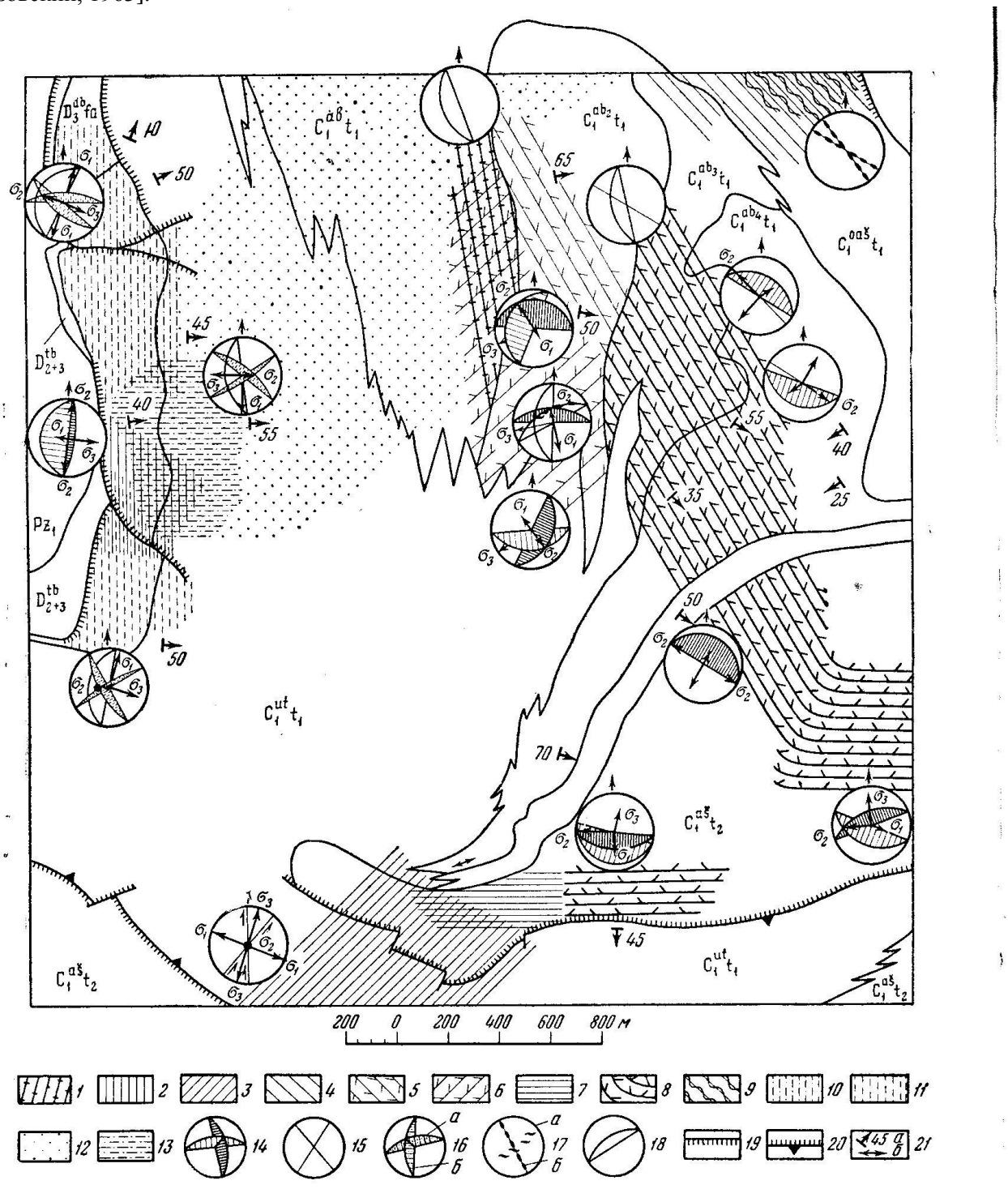


Рис. 1. Схематическая карта господствующей трещиноватости Айлимбайской синклинали и восточного окончания Мынчабырской антиклинали (по М.В. Гзовскому [1963])

(Рис. 1 Продолжение) ***Системы трещиноватости, возникшей при действии только сжимающих напряжений:*** *1* – кливаж, возникший при сжатии, перпендикулярном слоистости; *2* – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3, ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 горизонтальна; *3* – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3, ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 вертикальна; *4* – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3, ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 имеет различное направление (неустойчива); *5* – трещиноватость, возникшая при горизонтальном направлении оси σ_3, ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 вертикальна; *6* – трещиноватость, возникшая при горизонтальном направлении оси σ_3, ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 имеет различное направление (неустойчива); *7* – трещиноватость, возникшая при наклонном направлении оси σ_3, ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 почти горизонтальна; *8* – кливаж, возникший при наклонном направлении оси σ_3, ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 почти горизонтальна; *9* – интенсивная разлинзованность пород наискось к простиранию слоев.
Системы трещиноватости, при возникновении которой могли действовать как сжимающие, так и растягивающие напряжения: *10* – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при направлении оси σ_1 вдоль простирания слоев, ось σ_2 почти совпадает с падением слоев; *11* – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при направлении оси σ_1 вдоль простирания слоев, ось σ_2 имеет более крутой наклон, чем слои; *12* – трещины, возникшие при направлении оси σ_1 вдоль простирания слоев, ось σ_2 имеет более крутой наклон, чем слои; *13* – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при наклонном направлении оси σ_1, ориентированной вкрест простирания слоев.
Стереографические проекции трещиноватости и осей напряжений: *14* – наклонные трещины и кливаж, образовавшиеся при сжатии; *15*– вертикальные трещины и кливаж, образовавшиеся при сжатии; *16* – наклонные трещины, образовавшиеся при растяжении (а), наклонные трещины, обстановка образования которых неясна (б); *17* – кулисообразные ряды трещин отрыва (а) и направление вертикальной разлинзованности (б); *18* – залегание слоистости. ***Остальные обозначения:*** *19* – вертикальные разрывные смещения, штрихи стоят при опущенном крыле; *20* – наклонные разрывные смещения, треугольник указывает направление наклона; *21* – падение слоев (а), простирание слоев пи вертикальном залегании (б). Фации (приведены с сокращением): $C_1^{aš}t_2$ – ашасайская, тонкослоистые песчанистые известняки и известковистые песчаники; $C_1^{ut}t_1$ – узунтасская, массивные известняки и доломиты; $C_1^{ab}t_1$ – айлимбайская: тонкослоистые песчанистые известняки; известняки массивные с прослоями тонкослоистых; тонкослоистые алевритистые известняки и доломиты; $C_1^{oaš}t_1$ – восточно-ашайская, массивные и слоистые известняки и конгломераты; $D_3^{tb}fa$ – дарбазинская, разнослоистые известняки, доломиты, песчаники и конгломераты; D_{2+3}^{ab} – тюлькубасская свита, пестроцветные песчаники и конгломераты; Pz_1 – граувакковые песчаники. σ_1, σ_2, σ_3 – направления главных нормальных напряжений

К числу ранних крупных тектонофизических работ с использованием методики выделения сколовых сопряженных систем трещин относится работа Г.С. Гусева, опубликовавшего в 1979 г карту тектонических напряжений со схемой динамических районов и систем разломов на западе Верхояно-Чукотской складчатой области (рис. 2). [Гусев, 1979]. При создании карты и схемы были использованы результаты реконструкции 420 локальных стресс-состояний, анализа ориентировок кливажа, ориентировок борозд скольжения, даек, минеральных жил, элементов складчатости. Анализ ориентировок осей тектонических напряжений, складчатых и разрывных структур показал, что основным механизмом формирования структур региона является продольный изгиб в условиях горизонтального сжатия. Складчатые структуры продольного изгиба разделены автором на три кинематических типа и семь кинематических разновидностей.

С помощью перечисленных выше геологических индикаторов восстанавливались тектонические напряжения рядом авторов [Николаев, 1977; Шерман, Днепровский, 1989; Гладков и др., 2008; Лунина, Гладков, 2008;Умурзаков, 2008] и др.

Реконструкция палеонапряжений методами формализованного анализа комплекса мелких структурных форм. В 80-е годы XX века были предложены отдельные методы реконструкции тектонических напряжений, основанные на более формализованном анализе мелких структурных форм [Расцветаев, 1982; Гинтов, Исай, 1984]. Крупными достижениями в области реконструкции тектонических напряжений перечисленными методами являются тектонофизические работы по Украинскому щиту [Гинтов, Исай, 1984], схемы тектонических напряжений Кавказа [Расцветаев, 1987], ранговых тектонических напряжений Кавказа и Восточно-Европейской платформы [Николаев, 1992] и др.

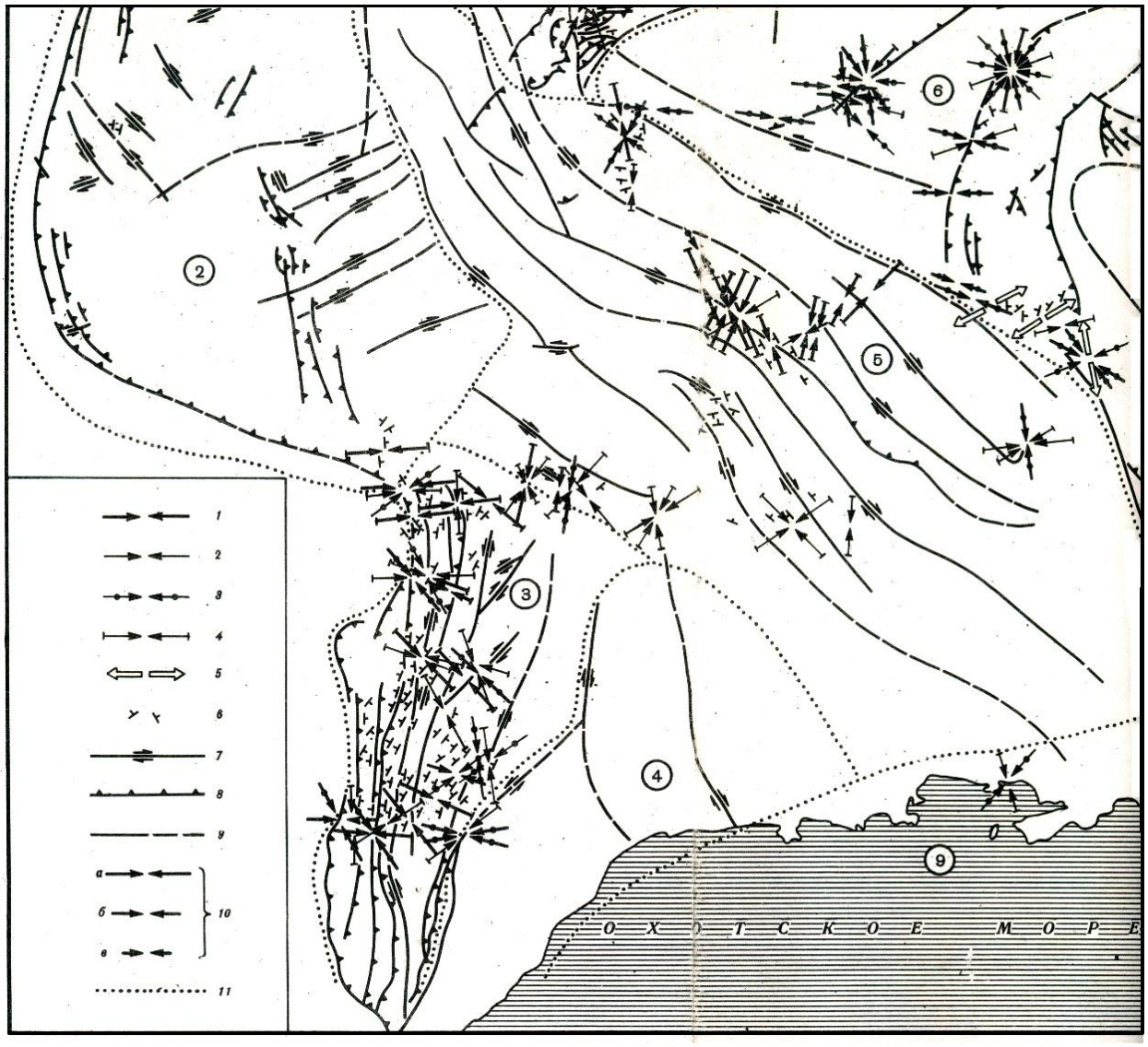


Рис. 2. Схема тектонических полей напряжений Верхояно-Колымской складчатой системы (фрагмент по Г.С. Гусеву, [1979]. 1–4 – векторы сжатия: *1* – главные, *2* – второстепенные, *3* – во взбросовых полях напряжений, *4* – в сдвиговых полях напряжений; *5* – векторы растяжения в сбросовых полях напряжений; *6* – элементы залегания кливажа; *7* – сдвиги; *8* – взбросы и надвиги; *9* – разломы с неустановленной кинематикой и предполагаемые; *10* – наклон векторов (см. знаки 1–5), выраженные разной длиной стрелок: 0–15° (а), 15–30° (б), более 30° (в); *11* – границы динамических районов, цифры в кружках: 2 – Верхоянский, 3 – Южно-Верхоянский, 4 – Охотский, 5 – Индигиро-Колымский, 6 – Колымо-Омолонский, 9 – Охотско-Чукотский (Приохотский)

В 1989 году вышла в свет работа по Байкальской рифтовой зоне, обобщившая и расширившая результаты реконструкции полей тектонических напряжений, восстановленных геолого-структурными методами и увязки их с механизмами очагов землетрясений, производившаяся для различных территорий Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) разными авторами в 1973-1984 гг [Шерман, Днепровский, 1989] (рис. 3). В работе на основе обширного фактического материала сделаны выводы о СЗ субгоризонтальном растяжении для БРЗ; оси сжатия в центральной части ориентированы вертикально или наклонно в северо-восточном направлении, тип региональных напряжений (геодинамический режим), определяемый по ориентации осей главных напряжений по отношению к оси на зенит - сдвиго-раздвиговый (горизонтальное растяжение со сдвигом в горизонтальной плоскости) и раздвиговый (горизонтальное растяжение). Этот тип напряженного состояния меняется на флангах БРЗ – в их пределах проявлены сдвиговый и сдвиго-раздвиговый типы напряженного состояния с субгоризонтальной или пологой ориентацией оси сжатия, простирающейся в северо-восточном направлении. Реконструированные геолого-структурными методами региональные поля тектонических напряжений полностью совпадают с полями тектонических напряжений, получаемым по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений с $M \geq 5^1/_2$.

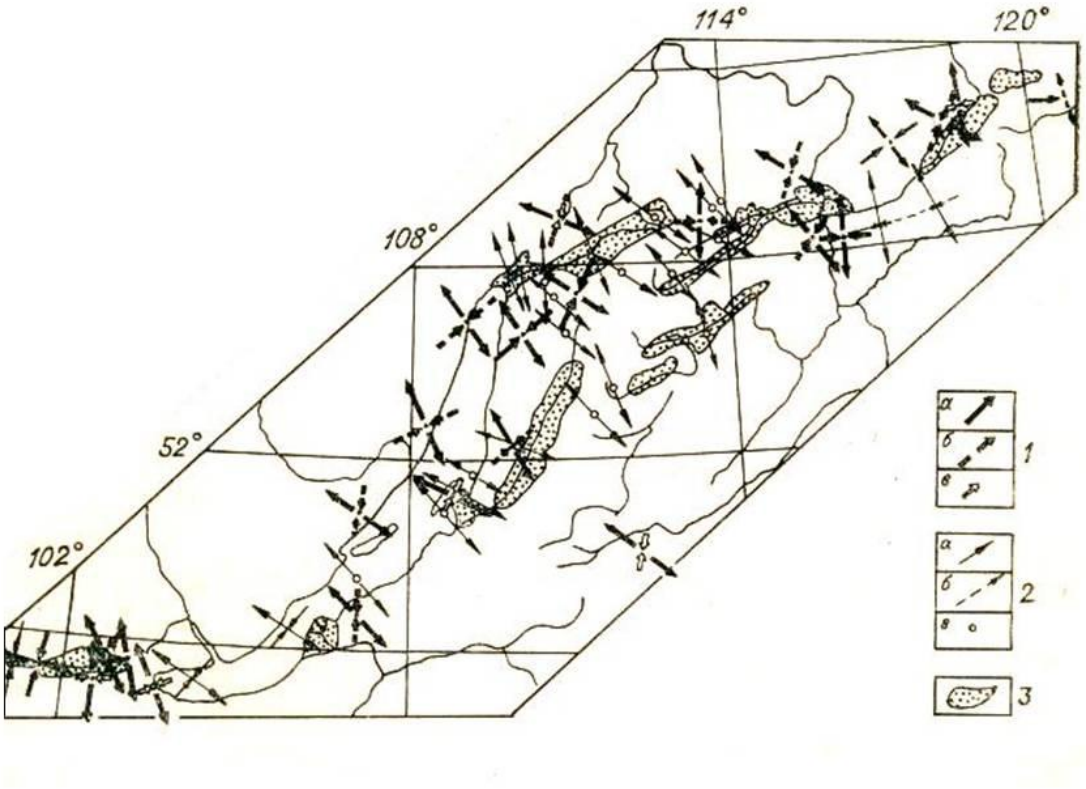


Рис. 3. Схема региональных тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны (по геолого-структурным и сейсмологическим данным). Составили: С.И. Шерман, Ю.И. Днепровский, В.А. Саньков, 1984 [Шерман, Днепровский, 1991].
1 – ориентация векторов регионального поля напряжений по геолого-структурным данным (а – горизонтальная, б – наклонная, в – вертикальная); *2* – ориентация векторов поля напряжений по сейсмологическим данным (а – горизонтальная, б – наклонная, в – вертикальная); *3* – кайнозойские впадины и депрессии

Особым индикатором тектонических напряжений являются ***трещины отрыва,*** характеризующихся особой морфологией поверхностей. На анализе строения последних П. Банквитц и Е. Банквитц разработали фрактографический метод реконструкции палеонапряжений [Bankwitz, Bankwitz, 1984]. С помощью этого метода П. Банквитц по трещинам в керне глубинного континентального бурения в Баварии (скважина КТВ) установил особенности палеонапряжений, зафиксированных в пробуренных породах и сделал крайне важный вывод, что условия хрупкого разрушения в настоящее время проявляются и господствуют до глубины 9 км [Банквитц, 2000].

Реконструкция палеонапряжений по бороздам скольжения. В начале 70-х годов независимо в Европе и в СССР были предложены методы, основанные на измерении и анализе векторов тектонических перемещений на зеркалах скольжения [Гущенко, 1973; Гущенко, Сим, 1974; Carey and Bruneier, 1974; Angelier, 1975]. Впоследствии эти методы активно развивались и дополнялись [Корчемагин, Емец, 1982; Ребецкий, 1997; Ребецкий и др., 2004;и др.] и к настоящему времени стали стандартным подходом, как по реконструкции тектонической эволюции, так и по решению практических задач геологии.

В русскоязычной литературе более распространен кинематический метод О.И. Гущенко, важным условием применимости которого является постулат о фиксации на зеркалах скольжения следов последних, наиболее молодых тектонических смещений. При этом следы более ранних смещений или стираются, или имеют худшую сохранность. Доказательством молодого возраста восстановленных по бороздам скольжения тектонических напряжений было испытание кинематического метода О.И. Гущенко в 1976 г на 600-м горизонте рудника Расвумчорр (Хибины, Кольский п-ов), где имелись инструментальные измерения in sity современных напряжений.

Сопоставление данных инструментальных измерений и реконструированного по бороздам скольжения локального стресс-состояния показало удовлетворительную корреляцию, подтверждающую молодой возраст действующих в массиве напряжений, приводящих к формированию борозд скольжения [Марков, 1977; Гущенко, 1979]. Нижний возрастной рубеж обычно устанавливается с привлечением имеющихся в исследуемом районе геологических данных [Vasilyev et al., 2002]. Чаще всего возраст восстанавливаемых по бороздам скольжения тектонических напряжений принимается за неотектонический [Сим, 1991].

Особо отметим, что данные о природных напряжениях О.И. Гущенко в 1976 г на 600-м горизонте рудника Расвумчорр (Хибины, Кольский п-ов) ***являлись первыми***, полученными по данным о зеркалах скольжения в России (рис. 4).

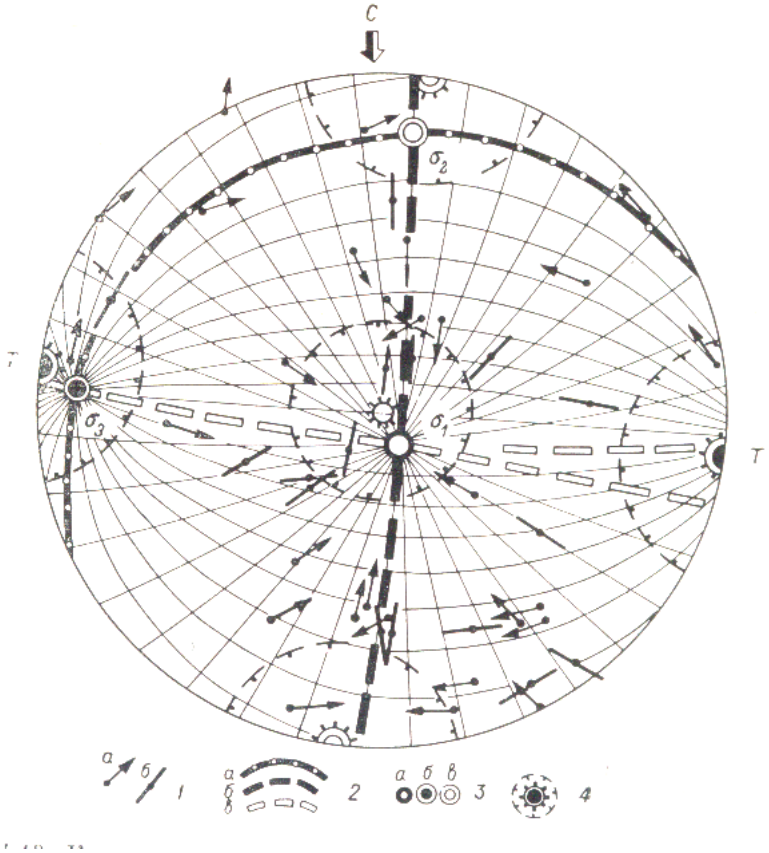


Рис. 4. Кинематическая стереограмма структуры разрушения массива Расвумчоррского месторождения (гор. 600) и ее интерпретация при реконструкции направления внешних, воздействующих на массив, главных нормальных напряжений (по: Марков, 1977,). 1 - Направления зафиксированных по бороздам скольжения сдвиговых смещений висячих крыльев нарушений (а – направления однозначные, б –неоднозначные); 2 – след проекции плоскостей действия главных нормальных напряжений σ_1 (а), σ_3 (б), σ_2 (в); 3 – точки выхода на верхнюю полусферу направлений главных осей напряжений σ_1 (а), σ_3 (б), σ_2 (в), определенных по кинематическому методу; 4 – точки выхода осей напряжений σ_1, σ_2, σ_3, направления которых определены методами разгрузки и ультразвуковым (пунктиром ограничен 20^0 диапазон вариации этих определений)

Анализ борозд скольжения дает возможность: рассчитать коэффициент Лоде – Надаи μ_σ, характеризующий вид тензора напряжений (одноосное растяжение – чистый сдвиг – одноосное сжатие: μ_σ = -1, 0, +1); в западной литературе употребляется параметр “ratio” R (μ_σ = 1-2 R). Использование векторов тектонических перемещений на зеркалах скольжения дало возможность рассчитывать оси деформаций, выделять этапы и фазы деформировании [Гущенко, 1973, 1999; Васильев и др., 1999; 2001], производить сепарацию сколов по энергетическому вкладу в реализацию тектонических напряжений [Ребецкий, 1997], т.е. существенно расширить информативность результатов реконструкции тектонических напряжений. Использование борозд скольжения дает возможность решать более корректно теоретические проблемы о механизмах формирования структур и региональные задачи - о характере напряженно-деформированного состояния среды [Корчемагин и др., 2000].

Одним из ранних примеров реконструкции напряженного состояния для крупных регионов кинематическим методом представляют собой работы по Донбассу (рис. 5) [Корчемагин, 1984; Корчемагин, Рябоштан, 1989]. В докторской диссертации В.А. Корчемагина выделены механизмы формирования герцинского складчатого сооружения Донбасса в тело Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и последующего его деформирования в альпийский период в поле горизонтального сдвига. В работе широко использован весь спектр геологических данных, подтверждающий правомочность выводов.

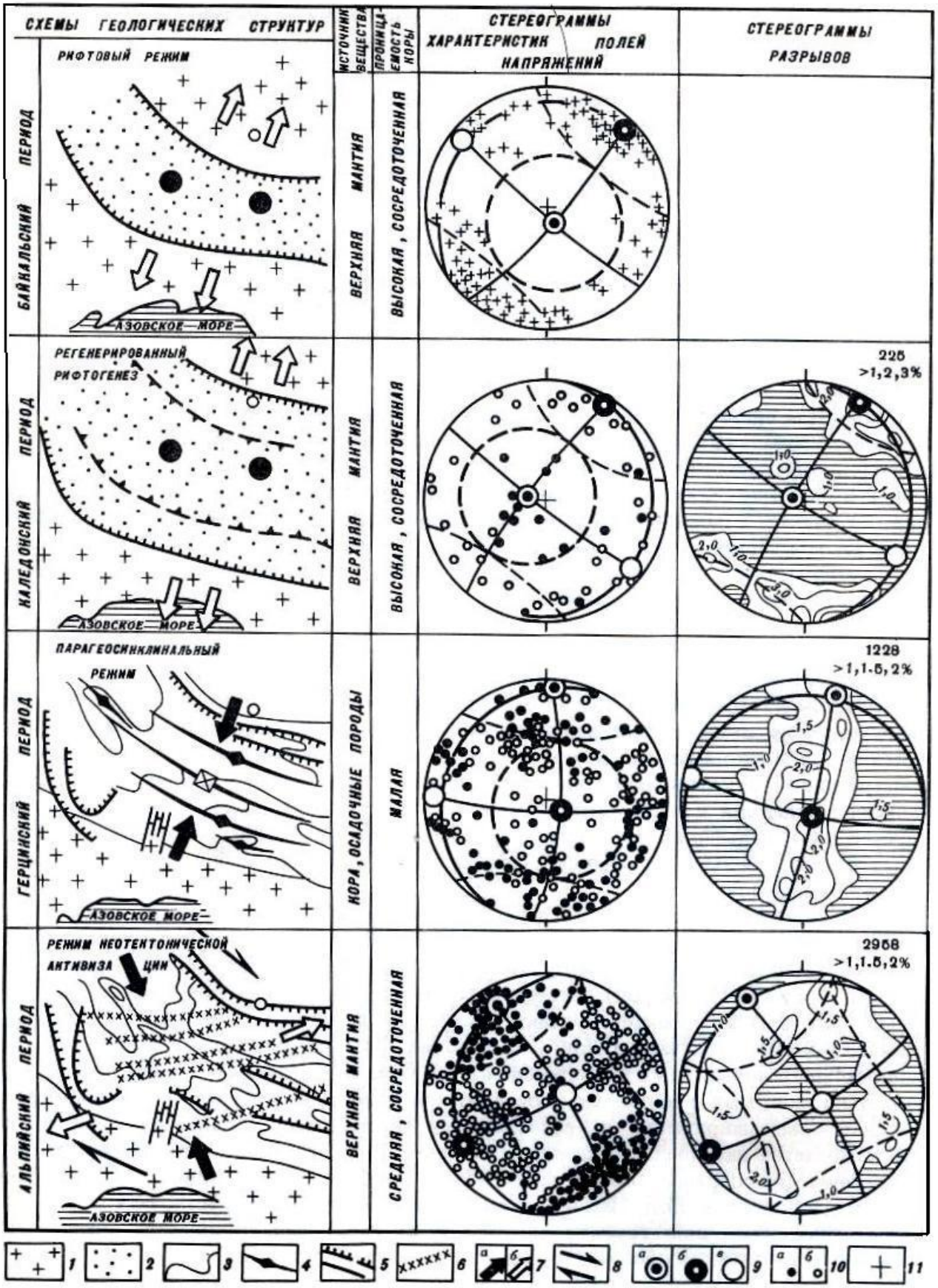


Рис. 5. Развитие структуры и поля напряжений Донбасса [Korchemagin, 1984; Корчемагин, Рябоштан, 1987]. *1* – фундамент; *2* – верхнепротерозойские осадки; *3* – известняки карбона; *4* – оси антиклиналей; *5* – разломы; *6* – структурно-морфологические зоны; *7* – активные усилия: сжатия (а) и растяжения (б); *8* – направление сдвигания. На стереограммах: *9* – проекции осей σ_3 (а), σ_1 (б), σ_2 (в) регионального уровня; 10 - проекции осей σ_3 (а), σ_1 (б) локального уровня; *11* – полюса даек протерозоя (на стереограмме в верхнем ряду)

Значительный вклад в тектонофизические исследования полевыми методами внесли работы Ж. Анжелье с коллегами из Тайваня, Исландии, России и др. стран [Angelier et al., 1994; Saintot, Angelier, 2002 и др.]. Необходимо отметить, что подавляющее большинство современных зарубежных полевых тектонофизических исследований проводятся с использованием методики Ж. Анжелье (рис. 6) его коллегами, бывшими аспирантами и студентами [Bergerat, 1985; Bergerat, Angelier, 2000; Homberg, Bergerat, Philippe, Lacombe, Angelier, 2002; Fodor, Marton, 2008; и др.]. В связи с уходом из жизни в 2010 г Ж. Анжелье был посвящен журнал Tectonophysics (Vol. 581, 2012 г). Во введении к журналу перечислены страны, в которых он проводил региональные и локальные тектонофизические исследования, в том числе совместно с коллегами. Эти страны включают Северную Африку, Грецию, Турцию, Мексику, Соединенные Штаты, Японию, Корею, Россию, Украину, Иран, Канаду, Гренландию, Тайвань и Исландию. Всеобъемлющие исследования были проведены в рамках программы «Пери-Тетис» (1994-2000 гг), при выполнении которой особое внимание было уделено северной границе Тетиса (Крым, Северо-Западный Кавказ, Добруджа и др.). Одним из постулатов европейских ученых является то, что выполненная по множеству малых дизъюнктивов реконструкция тектонической эволюции отражает условия на крупных тектонических границах, а те в свою очередь связаны с кинематикой движения литосферных плит. Таким образом, устанавливается связь между наблюдениями деформаций в поле и их геодинамической интерпретации, а также тектоникой плит.

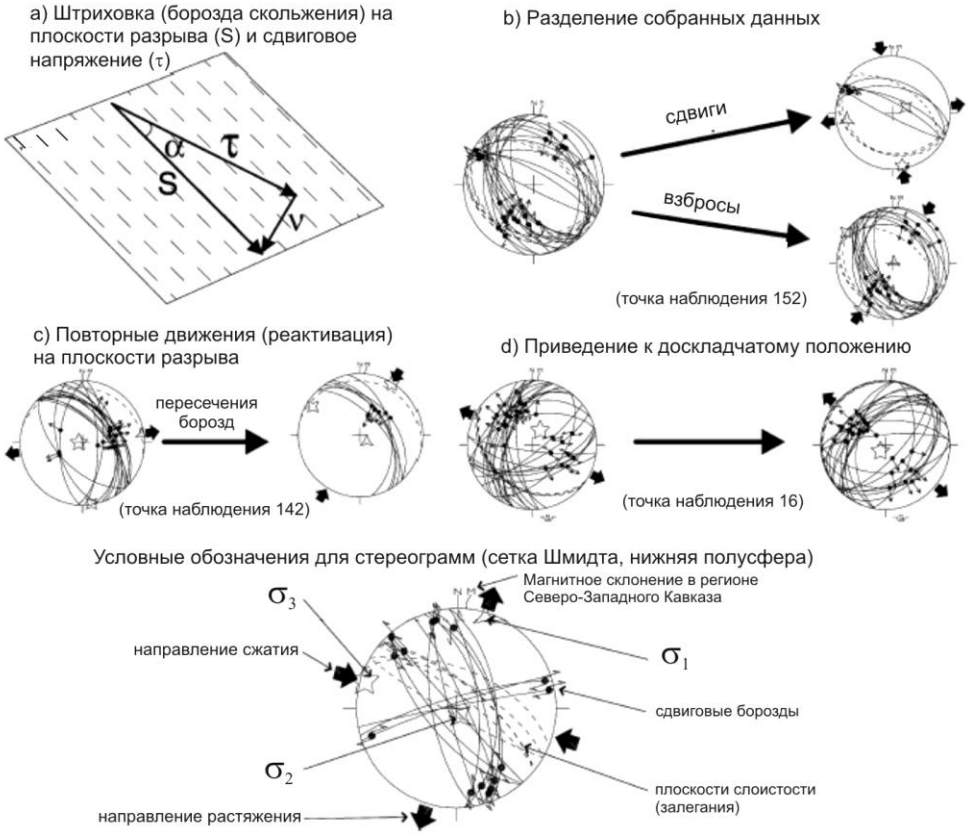


Рис. 6. Схемы, иллюстрирующие метод обратного преобразования направлений смещений на плоскостях разрывов (fault slip inversion). По материалам работы А. Сейнто и Ж. Анжелье по Северо-Западному Кавказу [Saintot, Angelier, 2002].

(a) Метод обратной задачи, базирующийся на принципе Вэлласа (1951) и Ботта (1959): «борозды скольжения параллельны максимальному касательному сдвиговому напряжению»;

(b, c, d) INVD метод Анжелье (1990), минимизирующий разность ν между реальными бороздами *s* и подсчитанными максимальными касательными сдвиговыми напряжениями τ, а также углом α на примере полифазной тектоники.

(b) Общая группа подразделяется на две подгруппы с двумя последовательными стресс-режимами. (c) На реактивированном разломе показаны группы наложенных борозд.

(d) Тензор стресса приведен к первоначальному положению после приведения пластов к горизонтальному залеганию

В Советском Союзе, а впоследствии в России и на Украине, реконструкции палеонапряжений производились в различных частях Восточно-Европейской платформы [Сим, 1991, 2000; Копп, 1999; Копп, Тверитинова, 1999 и др.], в северных частях Урала [Сим, 2000]. Изучением тектонических напряжений на Копет-Даге и Кавказе успешно занималась тектодинамическая группа МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством Л.М. Расцветаева [Расцветаев, 1969; Расцветаев, 1987; Расцветаев и др., 2011]. Региональные исследования в разных частях Евразии проведены группами исследователей во главе с М.Л. Коппом (ГИН РАН), Н.Ю. Васильевым и А.О. Мострюковым (МГГРУ, ИФЗ РАН), А.В. Парфеевец и В.А. Саньковым (ИЗК СО РАН) [2006], а также группой Донецкого политехнического университета под руководством В.А. Корчемагина. Крупные исследования палеонапряжений с помощью совместного использования структурно-парагенетического и кинематического методов проведены в Крыму [Гинтов, Муровская, 2000].

Полевые тектонофизические исследования на относительно небольшой территории, проведенные в комплексе со структурными методами, позволили авторам сделать важные методические, региональные и геодинамические выводы. В частности, было показано, что деформационные процессы происходили с постоянно меняющимся соотношением главных нормальных напряжений, причем чаще всего они начинались или заканчивались при коэффициенте Лоде – Надаи $\boldsymbol{\mu}_\sigma$, равном примерно +1 или -1, переходя через нулевое значение $\boldsymbol{\mu}_\sigma$. Это вызвано изменением величин главных нормальных напряжений в процессе деформирования. Вывод о чередовании этапов деформирования с изменением коэффициента $\boldsymbol{\mu}_\sigma$, полученный независимыми исследованиями разными методами примерно в одно время [Васильев и др., 1999, 2001; Гущенко, 1999; Гущенко и др., 2001], эти работы будут рассмотрены ниже) крайне важен и повышает объективность оценки характеристик тектонических напряжений, реконструируемых по геологическим индикаторам. Ранее вывод о смене $\boldsymbol{\mu}_\sigma$ от +1 до -1отмечен в работе Л.А. Сим в связи с прогнозом гнезд горного хрусталя на Приполярном Урале и будет обсуждаться ниже [Сим, 1982; 2000].

Изучение тектонических напряжений по векторам перемещений на зеркалах скольжения дало возможность сделать выводы о некоторых неожиданных «противоречиях» в распределении плоскостей с векторами перемещений, которые не соответствуют теоретическим и экспериментальным данным. Это свойственно для объемов горных пород, прошедших неоднократное деформирование в разных полях напряжений. Реализация перемещений в таких горных породах зависит от их физических свойств и неоднородностей разного масштаба и генезиса. Так, максимумы реализованных плоскостей ($\tau_{реал}$ - т.е. плоскостей с бороздами скольжения) в молодом (последнем?) поле напряжений часто тяготеют лишь к одной из плоскостей действия τ_{max}, в то время как другие могут быть приурочены либо к плоскости действия τ_1 (плоскости, обусловленные разностью между величинами σ_2 и σ_3), либо к τ_3 (плоскости, обусловленные разностью между величинами σ_2 и σ_1) в зависимости от предыстории деформируемого массива. Более того, вопреки теоретическим представлениям, повсеместно наблюдаются смещения по многочисленным плоскостям сланцеватости, которые нормальны к оси сжатия. Это вызвано наличием на этих плоскостях минералов группы листовых силикатов, что обеспечивает наименьший коэффициент трения на них и благоприятные условия для перемещения по ним, несмотря на их «неудобную» ориентацию к осям главных нормальных напряжений. Отмечены также случаи, когда большинство плоскостей с бороздами скольжения формируется на плоскостях, параллельных оси растяжения. Этот феномен, вероятно, связан с тем, что такие плоскости минимально раскрыты при одноосном растяжении и из-за большего трения на них, чем на прочих плоскостях, борозды на них видны лучше [Sim, 2012]. Перечисленные особенности приводят к выводу о том, что при выделении сопряженных сколовых трещин велика вероятность ошибки нахождения псевдосопряженных пар сколовых трещин. Наиболее уверенно они могут выделяться в молодых по возрасту породах, прошедших одну стадию деформирования, либо в породах, испытавших относительно молодой метаморфизм, преобразовавший или залечивший трещины предыдущих этапов деформирования.

Выделение фаз в едином цикле деформирования. На базе данных об ориентировках векторов перемещения на зеркалах скольжения разработаны принципы выделения фаз в едином цикле деформирования [Васильев и др., 1999, 2001; Гущенко, 1999; Гущенко и др., 2001; Леонов и др., 2001; Петров и др., 2008].

В основной алгоритм выделения фаз деформирования заложен постулат непрерывности деформационных процессов во времени, согласно которому «в ходе деформационных тектонических процессов девиаторная часть тензора макроскопических значений (D) не достигает нулевых

значений, т.е.: D≠0; ось $\sigma_1 \neq \sigma_3$. В силу этого постулата… «отрицается возможность достижения равенства между предельными по величине главными напряжениями σ_1 и σ_3, а, следовательно, и одного из вариантов переиндексации во времени главных осей σ_1 на σ_3 и наоборот» [Гущенко, 1999, стр. 114-115]. В ходе непрерывных процессов происходит циклическая переиндексация главных осей напряжений. В едином этапе деформирования выделяется 6 фаз с сохранением «каркаса» ориентировок главных нормальных напряжений с их закономерной переиндексацией. Последовательность фаз деформирования определяется величиной дисперсии ориентировок векторов τ_n относительно осей главных нормальных напряжений – чем древнее деформационная фаза, тем дисперсия больше из-за разворота плоскостей τ_n при последующем деформировании. Кроме этого, наиболее молодая фаза должна включать в себя наибольшее число плоскостей τ_n из-за их лучшей сохранности. Переиндексация главных нормальных напряжений в ходе деформирования отмечалась еще в работе А.В. Пэка [1947]. М.В. Гзовским в складчато-разрывных структурах Байджансайского антиклинория были выделены 2 главных поля напряжений и 4 промежуточных между ними: выделенные поля характеризовались переиндексацией осей главных нормальных напряжений и видом напряженного состояния с выделением полей с преобладающей обстановкой растяжения и, напротив, обстановкой сжатия [Гзовский, 1963, стр. 352-353]; особенности переиндексации осей главных напряжений задокументированы в Крыму [Гинтов, Муровская, 2000].

Эта же особенность деформирования с переиндексацией осей главных нормальных напряжений (деформаций) при так называемом моделировании «в условиях плоского деформированного состояния» неоднократно наблюдалось при физическом моделировании (ось средних деформаций E_2 менялась местами с осью E_1 или E_3 - А.В. Михайлова, устное сообщение).

Таким образом, факт присутствия переиндексации осей главных нормальных напряжений (деформаций) в процессе деформирования эмпирически установлен независимыми исследованиями. Принципиально новым является обоснование закономерности в процессе смены наименования осей и формулировка границ фаз при непрерывном деформировании, которые характеризуются меняющимся видом тензора напряжений между алгебраически максимальными значениями коэффициента Лоде – Надаи μ_σ = 1 и алгебраически минимальными μ_σ = -1. Между фазами с μ_σ = +1(одноосное сжатие) до μ_σ= -1(одноосное растяжение) вид тензора напряжений проходит стадию чистого сдвига с μ_σ = 0, соответственно, смена двух фаз горизонтального сжатия меняется на две горизонтального растяжения через фазы сдвига в горизонтальной плоскости. Пары стресс-состояний горизонтально сжатия и растяжения (разрывы с кинематикой взбросов и сбросов соответственно) отличаются между собой взаимно ортогональными горизонтальными осями σ_3 и σ_1, которые меняются местами, а именно: в одном случае ось σ_3 условно меридиональна, а ось σ_1 – широтна, в другом – наоборот, ось σ_1 меридиональна, а ось σ_3, соответственно, ориентирована широтно (рис. 7) [Васильев, Мострюков, 2001].

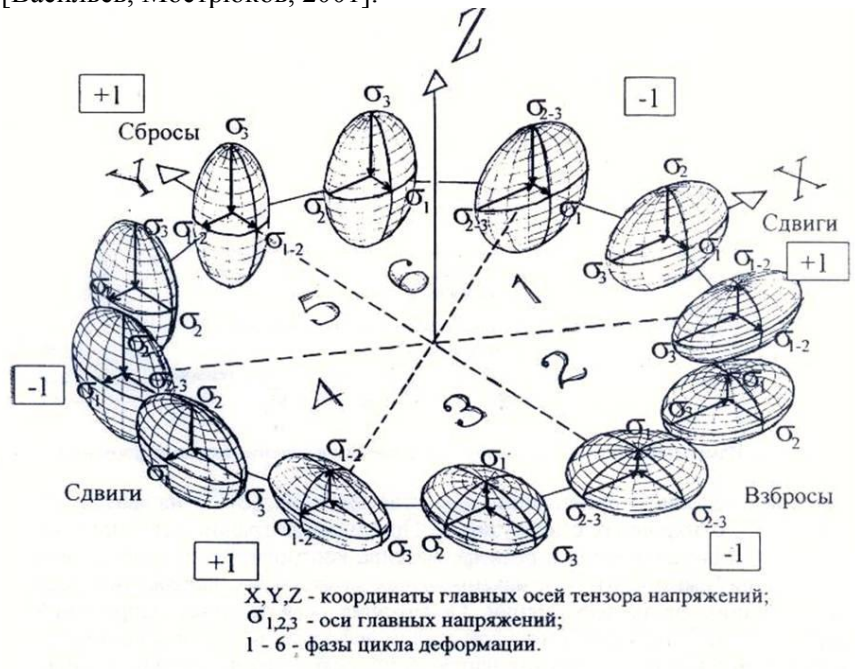


Рис. 7. Схема изменения соотношений между осями (σ_1^{per} , σ_2^{per} , σ_3^{per}) главных нормальных напряжений в течение цикла деформаций (по Н.Ю. Васильеву, А.О. Мострюкову [2001])

Согласно О.И. Гущенко, чем больше абсолютное значение $\mu\sigma$, тем выше может быть скорость деформирования за счет конического распределения плоскостей действия τ_{max}, обеспечивающего смещение по большому спектру плоскостей в отличие от сдвиговой фазы, когда плоскости действия сводятся к двум площадкам между осями σ_1 и σ_3 [Гущенко, 1999].

Обоснование возрастной последовательности выделенных фаз деформирования проведено по комплексу данных на примере деформаций в Гальмаэнанском массиве ультрабазитов (Корякское нагорье). Здесь были использованы геологические данные об ориентировках систем плоскостей кливажа, элементов залегания контактов габбро, пироксенитов и дунитов, хромитовых прожилков, данные о простираниях границ неотектонических блоков, сейсмологических данных о механизмах землетрясений [Васильев и др., 1999; Васильев, Мострюков, 2001].

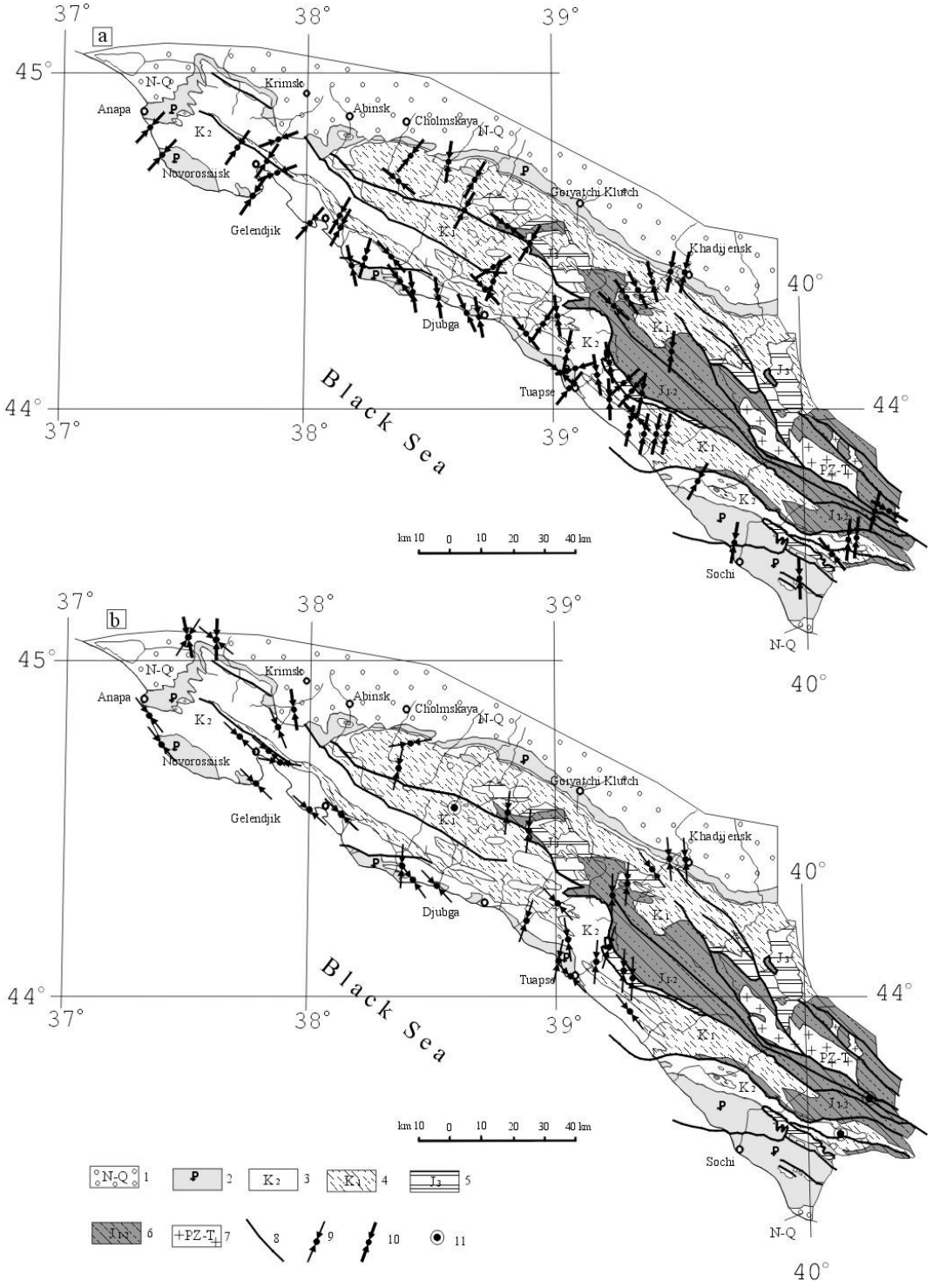


Рис. 8. Схема ориентировки максимальных сжимающих напряжений (σ_3) в пределах Северо-Западного Кавказа по материалам российской группы исследователей: a - наиболее проявленных или доминантных (связанных большей частью со складчатым этапом); b - менее проявленных или второстепенных [Marinin, Sainton, 2012]

Для Северного Причерноморья обобщены данные по реконструкции тектонических напряжений как структурно-парагенетическим методом [Расцветаев, 1982], так и по данным стресс-мониторинга [Гущенко, 1999]. Необходимо заметить, что в этом регионе проведено значительное количество тектонофизических исследований по геологическим индикаторам. Так, были исследованы разные этапы деформирования эльджуртинских гранитов (этапы обоснованы по геологическим данным) [Vasilyev et al., 2002]; на основании изучения складок в детачменте Воронцовского покрова и тектонических напряжений кинематическим методом было показано, что покров образовался в результате гравитационного перемещения горных пород [Яковлев и др., 2007; 2008]; проведено сопоставление результатов тектонофизических исследований по геологическим индикаторам, проведенных разными методами - структурно-парагенетическим и методом Ж. Анжелье (рис. 8) [Маринин, Сайнто, 2008; Marinin, Saintot, 2012].

Сравнение результатов, полученных двумя независимыми группами исследователей показало, что в пределах складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа преобладают субгоризонтальные ориентировки максимальных сжимающих напряжений; наиболее четко из них проявлено северо-восточное (до север – северо-восточного) направление, с действием которого связано формирование основных позднеальпийских структур региона; поле напряжений, связанное с север – северо-западным сжатием, было проявлено на позднейшем этапе развития района [Marinin, Saintot, 2012].

На основании анализа банка данных, состоящего из 23500 замеров направлений векторов перемещений на зеркалах скольжения в 2001 г выделены 6 фаз деформирования [Гущенко и др., 2001; Леонов и др., 2001], датировка которых опирается на Кавказе на позднеплиоценовый возраст эльджуртинских гранитов и данные по району г. Бештау, на которых выделены все 6 фаз деформирования, т.е. возраст всего этапа (цикла) деформирования принят кайнозойским (постпозднеплиоценовым) [Леонов и др., 2001]. Эти фазы позволили разработать двухслойную модель продольно-волнового деформирования указанного региона, согласно которой два однородных слоя (верхний более жесткий, упруго-вязкий – аналог литосферной плиты или коры) и нижний - менее жесткий, вязкопластичный слой (верхняя мантия или низы коры) испытывают проскальзывание друг по другу за счет приложения к подошве верхнего слоя поддвиговых усилий.

Под действием последних на ослабленных участках подошвы плиты превосходятся силы сцепления, вследствие чего на этих участках развиваются поддвиговые криповые подвижки с возникновением фронтального сжатия и тыльного растяжения по отношению к вектору подвижки. В модели рассматриваются возможные геологические следствия, связанные с волновым распределением деформирования в плите. Совместный критический анализ модели, площадного распространения фаз деформирования и данных по тектоническому строению и геодинамике региона приводят авторов к выводу о том, что «геодинамическая обстановка на территории Скифо-Сарматии может трактоваться как обстановка локализованного, или, скорее, рассеянного поддвига в северном направлении, причиной которого служит взаимодействие Большого Кавказа, а в более общем плане – Аравийской плиты с краем плиты Евразии в условиях либо их встречного движения, либо обоюдного движения к северу, но с большей скоростью у Кавказа» [Леонов и др., 2001; стр. 56]. Обсуждаемое исследование, возглавленное Ю.Г. Леоновым, представляет собой весьма важное теоретическое и методологическое обобщение, полученное на основе изучения тектонических напряжений по геологическим данным в верхних частях земной коры для значительной территории, включающей в себя как новейшие орогенные структуры Кавказа, так и Скифской плиты и южного края Русской плиты. В работе продемонстрированы возможности коррекции геодинамических построений с помощью тектонофизических исследований, необходимость комплексирования как методов изучения напряженного состояния земной коры, так и всех типов имеющихся на сегодняшний день геолого-геофизических и сейсмологических данных. В исследовании четко сформулированы проблемы интерпретации полученных результатов стресс-мониторинга кайнозойских деформаций Северного Причерноморья, особенности исходного материала, лежащего в основе продольно-волнового механизма деформирования литосферных плит. Данное исследование можно считать развитием программы тектонофизических исследований, предложенной ранее М.В. Гзовским, но на другом витке развития тектонофизических исследований геологическими методами.

Изучение палеотектонических напряжений по оперяющим разрывам в зоне динамического влияния сдвигов. Предложенный автором структурно-геоморфологический (СГ) метод реконструкции напряжений [Сим, 1991; Sim, Sergeev, 1996] основан на закономерной ориентации оперяющих («опережающих» по К.Ж Семинскому [1986]) разрывов в зонах динамического влияния сдвигов.

Полевые и экспериментальные данные о взаимной ориентировке триады разно ориентированных разрывов между собой и относительно плоскости сдвига были обобщены М.В. Гзовским [1975]. Позже углубленный анализ внутренней структуры зон сдвигов был сделан в работе [Семинский, 2003]. Триада разрывов включает две системы сопряженных сколов и отрывы, ориентированные по биссектрисе острого угла между сколами. СГ метод дал возможность впервые охарактеризовать неотектонические напряжения платформ севера Европы и Азии (Западно-Европейская, Тимано-Печорская, Скифская, восточная часть Балтийского щита), включая складчатые структуры Урала, Пай-Хоя, Тимана Карпат, Кавказа [Sim et al., 1999; Сим, 2000].

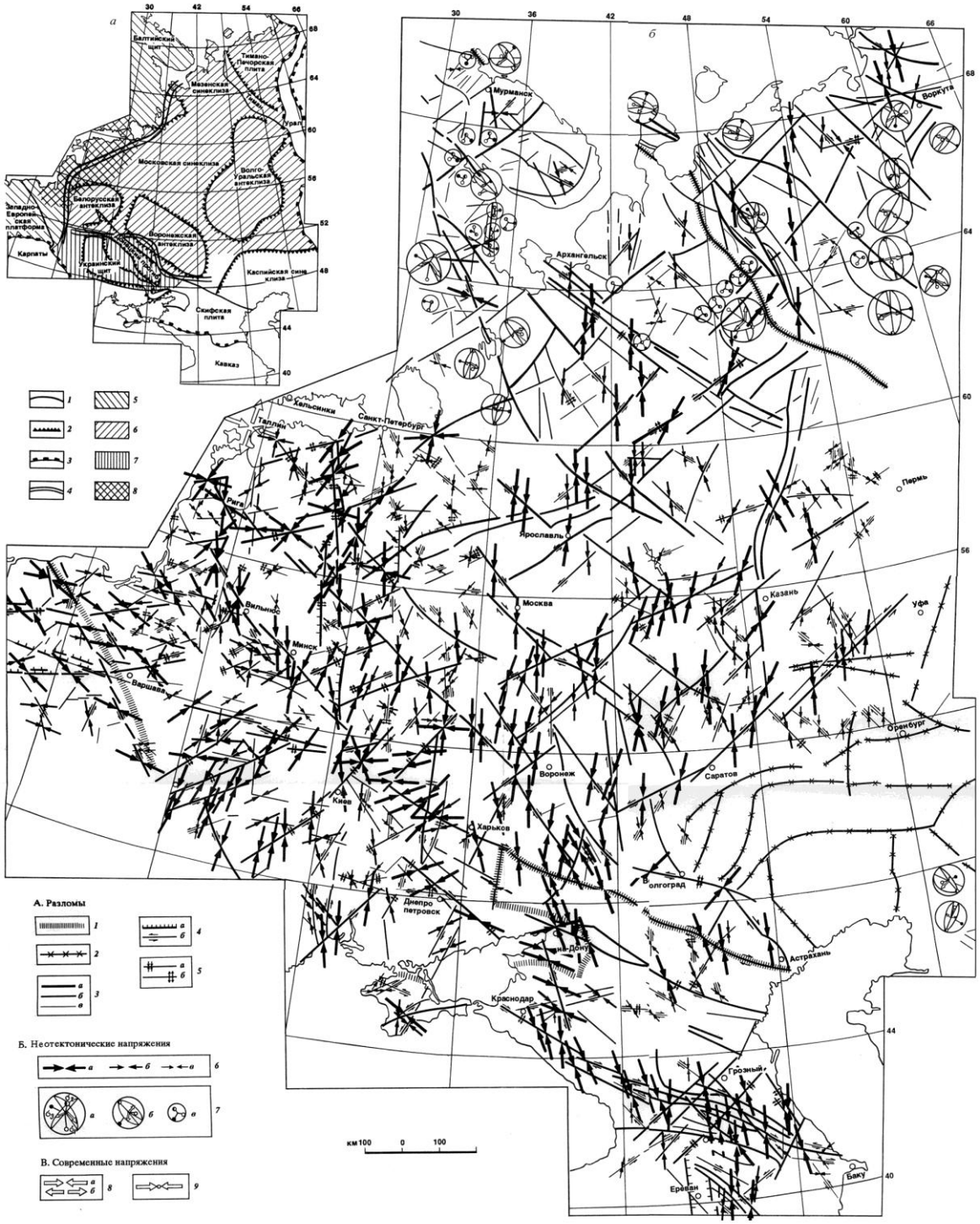


Рис. 9. Карта полей неотектонических напряжений Восточно-Европейской платформы и структур обрамления. А. *Разломы*: *1* – зоны глубинных разломов, ограничивающих Восточно-Европейскую платформу; *2* – крупнейшие разломы фундамента с невыясненной нетектонической активизацией; *3* – неотектонические разломы (*а* – I, , *б* – II, *в* – III и более мелких рангов); *4* – кинематические типы разломов (*а* – сбросы, *б* – сдвиги); *5* – разломы, формирующиеся в обстановке сжатия (*а*) и растяжения (*б*)

(Подпись рис. 9. Продолжение) Б. *Неотектонические напряжения*: *6* – оси сжатия в горизонтальной плоскости, установленные структурно-геоморфологическим методом (*а* – I, , *б* – II, *в* – III и более мелких рангов); *7* – общие поля напряжений, восстановленные по векторам перемещений на зеркалах скольжения. Оси главных нормальных напряжений: растяжения – σ1, промежуточная – σ2, сжатия – σ3): а – I, б – II, в - III и более мелких рангов; на стереограммах показаны плоскости действия τ_{max}, стрелка на плоскости – направление перемещения в лежачем крыле (верхняя полусфера, сетка Вульфа). В. *Современные напряжения*: *8* – по механизмам в очагах землетрясений: оси сжатия (*а*) и растяжения (*б*); *9* – горизонтальное сжатие по данным инструментальных измерений. На врезке – схема районирования ВЕП и структур обрамления по типу неотектонических напряжений: 1 – зоны глубинных разломов; 2 – 4 – границы: 2 – крупнейших структур фундамента ВЕП; 3 – орогенных структур обрамления; 4 – областей с разным типом неотектонических напряжений. 5 – 8 – области с разными типами неотектонических напряжений: 5 – с субширотным и ЗСЗ сжатием; 6 – субмеридиональным сжатием; 7 – с неустойчивой ориентацией сжатия; 8 – с обстановкой растяжения [Sim, 2000].

На Восточно-Европейской платформе на ключевых участках (Мезенская синеклиза, Тиман, Балтийский щит) результаты реконструкции тектонических напряжений платформ, изложенные в работе [Сим и др., 2008] были подтверждены исследованиями тектонических напряжений кинематическим методом, а в пределах Западно-Сибирской плиты – результатами сейсморазведки 3D [Гогоненков и др., 2007].

В результате изучения напряженного состояния Северной Евразии установлена область влияния на плиты процессов спрединга в Северной Атлантике и Арктике. Граница между разными типами напряженного состояния на платформах проходит примерно вдоль границы Фенноскандинавского щита с Русской плитой, по западному краю палеозойской Белорусской антеклизы и обусловлена глубинным строением севера Европы [Сим, 2000] (рис. 9).

На Русской плите субмеридиональное сжатие, обусловленное тектогенезом в Арктике, сливается с влиянием процессов орогенеза на Кавказе. Согласно работе [Леонов и др., 2001] вероятность распространения влияния перемещения Аравийской плиты на неотектонические напряжения Русской плиты ограничена, поэтому не исключено, что в центральных частях Русской плиты заметный вклад вносят ротационные силы. На сегодняшний день, на наш взгляд, нет достаточных данных для решения этого вопроса.

Тектонические напряжения в решении практических задач. Неоценимая роль принадлежит тектонофизическим исследованиям полевыми методами в решении практических задач, способствующих прогнозу условий локализации месторождений полезных ископаемых, оценке устойчивости горных выработок и крупных гражданских сооружений, при проектировании водохранилищ, АЭС, выделению возможных сейсмоопасных зон и т.д. К таким работам относятся изучение тектонических напряжений угольных месторождений Донбасса [Корчемагин, Рябоштан, 1987], урановых месторождений Забайкалья [Петров и др., 2010], золоторудных месторождений Верхоянья [Задорожный, 2002], платины в Корякии [Васильев и др., 1999], алмазоносных трубок Якутии [Гладков и др., 2008], пьезосырья на Приполярном Урале [Сим, 2000; Сим и др., 2005], рудных объектов Тянь-Шаня [Фатхулаев, Умурзаков, 2008], в большинстве работ, посвященных тектонофизическому изучению мест локализации полезных ископаемых показана доминирующая роль разломов в формировании рудных месторождений [Сим и др., 1987; Гладков и др., 2008] и др.

В проблеме прогноза мест локализации гидротермально-метасоматических месторождений полезных ископаемых важную роль играет особое напряженное состояние, названное **вариацией вида тензора напряжений (ВВТН)** (ранее оно было названо менее точно: ВВНС – вариация вида напряженного состояния) [Сим, 1982]. ВВТН характеризуется постоянством ориентаций главных нормальных напряжений и максимальной дисперсией параметра μ_σ от -1 до +1 с подчиненным количеством промежуточных значений. Т.е. определенные объемы горных пород деформируются в разном режиме попеременно - то при одноосном сжатии, то при одноосном растяжении без изменения ориентировки осей главных нормальных напряжений. Принадлежность борозд скольжения единому локальному стресс-состоянию подтверждается нахождением в этом же объеме до 20-30% борозд скольжения, не противоречащих ориентировке оси сжатия и растяжения, но сформированных при $\mu_\sigma \neq |1|$. Такой тип деформирования характерен для мест пересечения разрывов 2, 3 порядков и, возможно, обусловлен попеременными перемещениями по отдельным разрывам. На Приполярном Урале к участкам с ВВТС приурочены гнезда горного хрусталя. В.А. Корчемагиным показано, что с такими участками связаны выбросы газа в шахтах Донбасса, а также прогнозировано наличие термальных вод во Вьетнаме. Не менее важная роль принадлежит максимальным значениям

величин приращения вертикальной компоненты деформаций, названной **«вертикальным «разуплотнением» горных пород»** (ВРГП – сокращение Л.С.) [Васильев, Мострюков, 2000]. В синрудный этап деформирования в платиноносном массиве дунит-гарцбургитов Ватыно-Вывенской сутуры Корякского нагорья были выделены блоки с напряженным состоянием (геодинамический режим), отвечающий горизонтальному сдвигу и горизонтальному сжатию. Блоков с режимом горизонтального сжатия оказалось существенно меньше, чем со сдвиговыми. В блоках со сдвиговым геодинамическим режимом отмечен процесс взаимного вертикального уплотнения-разуплотнения пород, для блоков с режимом горизонтального сжатия характерен процесс некомпенсированного разуплотнения. Совместное исследование характеристик ВРГП и проявления металла показало, что последние концентрируются вдоль границ с высокоградиентными зонами ВРГП. Эти границы, являясь пограничными зонами флюидной проницаемости пород на синрудном этапе, свидетельствуют о проявлении деформационного фактора структурного контроля пространственного размещения геохимических барьеров и, соответственно, концентрации металлов. «В целом результаты исследования обосновывают высокую перспективность применения тектонофизических методов анализа к изучению закономерностей размещения флюидного оруденения в массивах горных пород» [Васильев, Мострюков, 2000; стр. 294]. ВВНС и ВРГП устанавливаются только при реконструкции тектонических напряжений кинематическим методом.

Разномасштабные исследования неотектонических напряжений платформ СГ методом, проведенные автором, показали высокую значимость секторов локального дополнительного растяжения и сжатия, формирующихся на местах пересечения разнонаправленных сдвигов при решении прикладных задач. Так, в условиях субмеридионального сжатия и субширотного растяжении (Русская плита, Западная Сибирь) при пересечении правых сдвигов СЗ простирания с левыми – СВ простирания сектора, открытые на запад и восток, характеризуются обстановкой локального дополнительного растяжения, а сектора, открытые на север и юг – локального дополнительного сжатия. В секторах локального дополнительного растяжения фиксируется аномальное развитие карстовых процессов из-за повышенной проницаемости гипсоносных пород (г. Дзержинск); к ним приурочены места с постоянными нарушениями рабочего состояния железнодорожных путей (Смоленская обл.) и газопроводов (Тверская обл.); в таких секторах отмечается высокий начальный дебит скважин на месторождениях углеводородов (Б. Салым, Ай-Пим, Западная Сибирь).

Развитие науки и практики требует оценки величины тектонических напряжений, восстановленных по геологическим данным. На сегодняшний день к решению этой задачи вплотную приблизились в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН [Ребецкий и др., 2011], что в перспективе выведет изучение палеотектонических напряжений по геологическим индикаторам на принципиально новый уровень.

ВЫВОДЫ

За 60 лет со времени разработки полевого метода реконструкции тектонических напряжений М.В. Гзовским тектонофизические исследования по геологическим индикаторам достигли определенных успехов в своём развитии, а именно:

- разработаны статистический, кинематический, структурно-парагенетический, катакластический, фрактографический, структурно-геоморфологический и др. методы, позволившие провести региональное изучение напряженного состояния почти всей территории России и стран СНГ, а также на многих участках по всему миру;
- исследованы механизмы формирования тектонических структур различного масштаба;
- на основании переиндексации осей главных нормальных напряжений в процессе непрерывного деформирования, установленной эмпирически, разработана гипотеза закономерной смены фаз в едином цикле; гипотеза требует дальнейшего обоснования, тем не менее, она весьма перспективна для развития тектонофизических исследований;
- разработаны тектонофизические критерии прогноза мест локализации полезных ископаемых гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса, а также прогноз участков с развитием неблагоприятных современных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

Банквитц П. Интерпретация следов разрушения на поверхностях трещин в связи с реконструкцией современных и палеонапряжений //«Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 266-281.

Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Мострюков А.Н., Никольская Н.В., Сим Л.А. Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура, Корякское нагорье // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М-лы XXXII Тект. сов. М.: ГЕОС. 1999. Т. 1. С. 121-123.

*Васильев Н.*Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития иклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 2001. Т. 1. С. 90-93.

*Васильев Н.Ю., Мострюков А.О.*Тектонофизическая реконструкция условий размещения благородных металлов в дунитах расслоенного массива //«Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 281-295.

*Гзовский М.*В. Тектонические поля напряжений //Изв. АН СССР. Сер. 5.Геофизика. 1954. №5. С. 390-410.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I и Ч. II. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 256 с.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория.Ч. III и Ч. IV. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 544 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. 1 // Геоф. Журнал. 1984. Т. 6, №3. С. 3-10.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. 2 // Геоф. Журнал. 1984. Т. 6, №4. С. 3-14.

Гинтов О.Б., Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозое (тектонофизический аспект).1 // Геофизический журнал. 2000. Т. 22, № 2. С. 39-60.

Гинтов О.Б., Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозое (тектонофизический аспект). 2 // Геофизический журнал. 2000. Т. 22, №3. С. 36-49.

Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.Б., Матросов В.А. Тектонофизические исследования при алмазоносных поисковых работах.М.: Научный мир. 2008. 182 с.

Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука. 1979. 208 с.

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений //ДАН СССР. 1973. Т. 210, №2. С.331-334.

Гущенко О.И., Сим Л.А. Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических перемещений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Механика литосферы, тез. Всес. Сов. М.: 1974. С. 5-8.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.

Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений //Теоретическиеи региональные проблемы геодинамики. Тр. ГИН РАН, вып. 515. М.: Наука. 1999. С. 108-125.

Гущенко О.И., Гущенко Н.Ю., Мострюков А.О., Кузнецов В.А., Сергеев А.А., Петров В.А., Ильин А.В., Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Сим Л.А., Корчемагин Д.В., Васильев Н.Ю., Дудник В.А., Корчемагин В.А. Тектонический стресс-мониторинг и поля напряжений Причерноморского региона //Наук. праці НТУ. Сер. Гірн.-геол. 2001. 32. С. 104-117.

Задорожный Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской сереброносной провинции. Автореф. Дисс. Канд. Геол.-мин.наук. МГУ. М.: 2002. 24 с.

Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга ВЕП как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 1999. №5. С. 77-92.

Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского разлома // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1999. Т. 74, Вып. 5. С. 18-29.

Корчемагин В.А. Геологическая структура и поля напряжений в связи с эволюцией эндогенных режимов Донбасса. Автореф. Дисс. Д-ра геол.-мин наук. М.: ИФЗ АН СССР. 1984. 24 с.

Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С. Тектоника и поля напряжений Добасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 164-170.

Корчемагин В.А., Емец В.С. К методике выделения и реконструкции наложенных тектонических полей напряжений // ДАН СССР. 1982. Т. 1, № 263. С. 163-168.

Корчемагин В.А., Абакумов В.В., Данаев А.И., Корчемагин Д.В., Дудник В.А. Структурно-тектонофизическая характеристика восточной части Алайского и Заалайского хребтов //М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 295-310.

Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. №1. С. 36-59.

Лунина О.В., Гладков А.С. Активные разломы и поля напряжений северо-восточного фланг Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, №2. С. 146-160.

Маринин А.В., Сайнто А. Сравнение результатов исследований палеонапряжений Северо-Западного Кавказа различными тектонофизическими методами // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 225-243.

Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: «Наука». 1977. 213 с.

Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция тектонических напряжений // Изв. ВУЗов, геол. и разв. 1977. №12. С. 103-115.

Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра. 1992. 263 с.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Изд. «ГЕО». 2006. 151 с.

Петров В.А., Мострюков А.О., Васильев Н.Ю. Структура современного поля напряжений мезозойско-кайнозойского цикла деформаций Байкальской рифтовой зоны // Геоф. иссл. 2008. Т. 9, №3. С. 39-61.

Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Щукин С.И. Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое месторождение в районе Стрельцовской кальдеры // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, №4. С. 310-320.

Пэк А.В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии // Сов. Геология. 1947. №20.

Расцветаев Л.М. Опыт палеодинамического анализа Келятской антиклинали (Восточный Копет-Даг). В кн. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек». М.: Изд-во МГУ. 1969, с. 40-59.

Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // ДАН СССР. 1982. Т. 267, №4. С. 904-909.

Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геол. И полезные ископ. Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 69-96.

Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Маринин А.В. Большой Кавказ: современная структура и альпийская геодинамика // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции посвященной памяти В.Е. Хаина, г. Москва 1-4 февраля 2011 г. – М.: Изд-во геол. ф-та МГУ. 2011. С. 2240-2245.

Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании // Докл. РАН. 1997. Т. 354, №1. С. 101-104.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Лунина О.В., Дзюба И.А. Приложение метода катакластического анализа сколов к реконструкции палеонапряжений // Труды тектонического совещания, Академгородок, Новосибирск, 1-5 февраля 2004 г. Новосибирск: 2004. С. 103-106.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А., Рыбин В.В., Жиров Д.В. Первые оценки величин напряжений по геологическим данным // Современное состояние наук о Земле. Междунар.конф., посвящ. памяти В.Е.Хаина. М., 1-4 февр. 2011г. http://khain2011.web.ru. С. 1553-1555.

Семинский К.Ж. Тектонофизический анализ внутренней структуры разломных зон // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М-лы 1-й молодежной школы-семинара. М.: ИФЗ. 2009. С. 258-276.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск, изд. СО РАН, филиал «ГЕО». 2003. 242 с.

Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. №10. С. 9-18.

Сим Л.А. Изменение вида напряженного состояния как признак хрусталеносности (на примере ПриполярногоУрала) //Эксперим. Тект. в решении задач теорет. и практ. геологии. Тез. Первого Всесоюзн. Симп., Новосибирск: 1982. С. 120-121.

Сим Л.А., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Емец В.С. Поля напряжений в зонах разломов и формирование структуры рудных полей // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 151-158.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.

Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326-350.

Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.А. Тектонические напряжения северных частей Урала // Геофизический журнал, 2005. Т. 27, № 1. С. 110-120.

Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К. В. О перестройке структурного плана севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала в новейший этап. // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: изд-во ИФЗ РАН. 2008. С. 301-318.

Умурзаков Р.А. Поля напряжений и механизм формирования очагов землетрясений в некоторых горных областях Тянь-Шаня по геолого-структурным данным // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М-лы докладов Всерос. конф. М., 13-17 окт. 2008. М.: ИФЗ РАН. 2009. С. 408-414.

Фатхулаев Ш.Д., Умурзаков Р. А. Тектонофизические особенности изучения разномасштабных рудных объектов и региональные особенности проявления новейших полей напряжений отдельных областей Тянь-Шаня по геолого-структурным данным //Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М-лы докладов Всерос. конф. М., 13-17 окт. 2008. М.: ИФЗ РАН. 2009. С. 415-420.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука/ Сиб. Отд., 1991. 261 с.

Яковлев Ф.Л., Сим Л.А. О соотношении поля тектонических напряжений и поля деформаций (на примере Воронцовского покрова, Северо-Западный Кавказ) // Фундаментальные проблемы геотектоники. М-лы XL Тект. сов. М.:ГЕОС. 2007. С. 397-400.

Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 319-333.

Angelier J. Sur l'analyse de measures recueilles dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methods dynamiques et cinematiquues // Bull. Soc. Geol. France. 1975. Vol. 281. P. 1805-1808.

Angelier J, Gushtchenko O.I., Saintot A., Ilyin A., Rebetsky Y.L., Vassiliev N., F.L., Malutin S. 1994. Relations entre champs de contraintes et de'formations le long d'une chaine compressive-de'crochante: crime'e et Caucase (Russie et Ukraine) // C. R. Acad. Sci. Paris. Ser.II, Vol. 319. P. 341-348.

Bankwitz P., Bankwitz E. Die Symmetrievon Klueftoberflaechen und ihre Nutzung fuer eine Palaeospannungsanalyse // Ztschr. Geol. Wiss., 1984. Dd 12. S. 305-334.

Bergerat, F. Deformations cassantes et chams de contrainte tertiaires dans la plateforme europeenne. These Doct. Etat es-Sciences, Mem. Sc. Terre Univ. P.& M. Curie, Paris. 1984. 85-07. 315 p.

Bergerat F., Angelier J. The South Iceland Seismic Zone: tectonic and sismotectonic analyses revealing the evolution from rifting to transform motion. Journal of Geodynamics 2000. Vol. 29. P. 211-231

Fodor L., Marton E. Cretaceous tectonics and paleomagnetism of the Vertes Hills, central Transdanubian Range, Hungary: Local structures and far-field speculations // 6th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG), 13th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTG), SlovTec08, Bratislava. P. 33-35.

Homberg C., Bergerat F., Philippe Y., Lacombe O., Angelier J. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France) // Tectonophysics. 2002. Vol. 357. P. 137– 158.

Marinin A.V., Saintot A. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt // C.R.Geoscience. Academie des science, Paris. 2012. Vol. 344, No3-4, P. 181-190. doi: 10.1016/j.crte.2012.01.004.

Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quarternary // Tectonophysics. 2002. Vol. 357. P. 1-31.

Sim L., Sergeev A.A. Eine strukturell-geomorphologische Methode zur Analyse aktiver Bruche mit dem Ziel der bestimmung neotectonischer Spannungen in Tafelgebieten // Ztschr. Geol. Wiss. 1996. N 20. S. 369-375.

Sim L.A., Korcemagin V., Frischbutter A., Bankwitz P. The neotectonic stress field pattern of the East European Platform // Z. geol. Wiss. Berlin. 1999. Vol. 27 (3/4). P. 161-181.

Sim L.A. Some methodological aspects of tectonic stress reconstruction based on geological indicators // C.R. Geoscience. 2012. Vol. 344, issues 3-4. P. 174-180.

Vasilyev N.J., Mostrjukov A., Sim L. Die Rolle der tektonischen Spannungen bei Entwicklung der Eldjutinsk-GranitoidKoerpers und seines Rahmens (Kaukasus) – Tectonophysikalische Rekonstruktion // Z. geol. Wiss. Berlin. 2002. Vol. 30.½. S. 131-144.

ИННОВАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ТОМОГРАФИИ О СКОРОСТНОЙ СТРУКТУРЕ В ОБЛАСТИ ОЧАГОВ

Т.А. Смагличенко

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы трансмиссионной томографии. Почему было необходимо разрабатывать инновационные технологии?

Основная цель сейсмической томографии определить характеристики внутреннего строения Земли по данным наблюдений сейсмических волн, которые могут быть зарегистрированы на поверхности. Понятие сейсмической томографии возникло после введения термина медицинской томографии, которая также изучает особенности внутреннего строения, но тела человека, используя наблюдения лучей, проходящих через него. Если расстояние от источника излучения лучей до регистрирующей аппаратуры намного превосходит размеры изучаемого объекта, то мы решаем задачу трансмиссионной томографии в лучевом приближении, в противном случае мы имеем дело с дифракционной томографией. Анализируя различные интегральные постановки задач, которые встречаются при работе с данными сейсмической томографии, например, метод Бейкуса-Гильберта, развитый в нашей стране, в работах Яновской Т.Б. [Яновская, 1983, Дитмар и Яновская, 1987]; метод разложения по сферическим гармоникам [Dziewonski, 1984], метод с применением полиномов Чебышева, разработанный Треусовым А.В. [1986, 1988], мы приходим к выводу, что качество решения зависит от корректности решения систем линейных уравнений, к которым приводит то или иное представление подинтегральной функции. Отметим, что подход, использующий метод Бейкусв-Гильберта был совершенствован нашими учеными на основе работ, предложенных за рубежом [Backus&Gilbert, 1967, 1968, 1970], в то время как фундаментальное использование полиномов Чебышева было предложено в нашей стране Треусовым А.В.

Дифференциальная постановка задачи определения скоростной структуры среды по данным вступлений сейсмических волн была введена японским ученым Аки [Aki&Lee, 1976]. Эта постановка сразу же без промежуточных преобразований приводит нас также к необходимости решения системы уравнений. Таким образом, независимо в какой постановке (интегральной или дифференциальной) решается томографическая задача, успех решения зависит от эффективности обращения системы линейных уравнений. В случае нелинейной системы необходимость решения линейной системы также остается, потому что только посредством итераций линейных систем мы можем прийти к решению нелинейной системы. Ограничения, связанные с выходом на линейные системы, объясняются прежде всего отсутствием полноты сейсмических данных и необходимостью решать задачи в дискретных постановках. В случае работы с данными землетрясений мы полностью зависим от распределения источников, создаваемых природой. При профильных наблюдениях с использованием взрывов, контролируемых человеком, мы можем достичь относительной полноты данных только в 2-ух мерном случае. Однако это будет достаточно дорого стоить.

Запишем в общем виде систему линейных уравнений:

$$A\delta V = \delta T \qquad (1)$$

где матрица A известна и содержит элементы, определяемые длинами путей лучей в блоках согласно исходной модели скоростной структуры, вектор δT - известный вектор невязок времен пробега относительно этой модели и вектор δV - неизвестный вектор скоростных аномалий. Заметим, что в данном случае мы будем рассматривать в качестве наблюденных данных времена пробега объемных Р-волн. Однако, задача в такой постановке может решаться и для поверхностных волн. Тогда в качестве наблюдений будут использоваться времена пробега поверхностных волн, определенные аналитическим способом через функцию Грина, а в качестве неизвестных будут вариации групповых скоростей.

Система, представленная уравнением (1) всегда будет переопределенной, так как для того чтобы получить надежное решение требуется множество сейсмических лучей, покрывающих

исследуемую область, которая, как правило, разбивается на блоки (ячейки). Каждый блок должен быть хорошо пересечен лучами, чтобы достигалась относительная полнота сейсмических данных. Поэтому число лучей всегда превосходит число блоков. А так как каждое уравнение системы (1) задается отдельным сейсмическим лучом, а число компонент неизвестного вектора соответствует числу блоков, то в численном смысле мы имеем ситуацию достаточно большого числа уравнений по сравнению с числом неизвестных. Это и есть пере- определенность. Согласно алгебраической теории такая система имеет бесконечное множество решений. С другой стороны, может случиться так, что вместо переопределенной мы будем иметь дело с недоопределенной системой. Природа распределяет сейсмические события малой магнитуды в пределах кластеров, мест сгущения сейсмической активности. В этом случае одна и та же сейсмическая станция регистрирует сейсмические лучи, времена пробега которых практически совпадают, так как они пришли от событий, близко расположенных друг к другу. Тогда уравнения в системе (1) повторяют друг друга, и тогда различных уравнений просто не хватает, чтобы найти все неизвестные. В этом случае система становится недо-определенной.

Чтобы преодолеть эти проблемы, американскими учеными Чжан и Сарбером [Zhang and Thurber, 2003] был предложен алгоритм двойных разностей, согласно которому лучи с одинаковыми временами пробега вычитались один из другого Тогда матрица А заполнялась нулями, образуя сильно разреженную систему, которую можно было решать эффективными алгоритмами для разреженных систем, включающих давно известный алгоритм Пейджа-Саундерса [Paige, Saunders, 1982] либо недавно разработанную технологию бидиагонализации Ланцоша, предложенную американским математиком Ларсеном и и примененную в сейсмике разработчиками алгоритма двойных разностей Чжан и Сарбером [Zhang and Thurber, 2007].

Казалось, что ученые близки к преодолению проблемы неединственности, однако метод двойных разностей работал только при предположении, что лучи, для которых производятся разности, должны проходить через одну и ту же среду. Для лучей, идущих от близких очагов, на первый взгляд это предположение должно работать. Если анализировать проблему глубже, то это не всегда так. Рисунок 1 иллюстрирует простую ситуацию четырех блоков среды. Предположим, один луч проходит через блоки, имеющие вариации скорости +-a%, при этом другой луч пересекает соседние блоки, вариации скоростей в которых -+a%. Значения наблюденных невязок времен пробега будут одинаковыми для этих лучей. Алгоритм двойной разности вычтет одно значение невязки из другого и получит 0. Однако лучи при этом прошли через среды с разными характеристиками. Проблема неединственности решения не ушла. Соавтором этого примера можно считать известного японского сейсмолога Шигеки Хориучи, который в личной беседе привел аналогичный пример в доказательство того, что общепринятые способы инверсии систем, основанные на сингулярном разложении, также не преодолевают проблему неединственности решений.

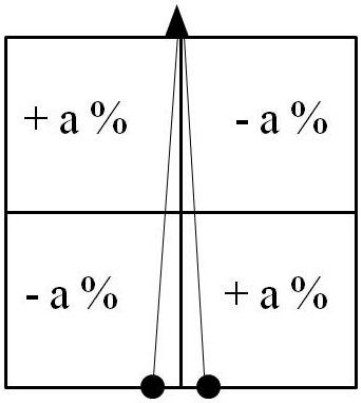


Рис. 1. Иллюстрация ситуации, когда предположение, которое сделано в методе двойных разностей не работает. Станция и гипоцентры обозначены треугольником и окружностями соответственно. Для двух сейсмических лучей, идущих от близко расположенных событий к одной и той же станции, время наблюдений приблизительно одинаково, так как они проходят через среды, характеризующиеся аномалиями, имеющими одинаковые амплитуды, но разные знаки. Согласно методу двойных разностей времена пробега для таких близких лучей, имеющих приближенно равные времена, должна быть получена их разность, приближенно равная 0. То есть, лучи не будут учтены для последующих этапов инверсии, так как по предположению метода они прошли через одну и ту же среду. Рисунок показывает, что среды на пути лучей могут быть совершенно разными

Другая не менее серьезная проблема сейсмической томографии –ошибки в исходных данных. Ошибка наблюденного вектора в правой части системы (1) имеет сложную структуру, включая прежде всего ошибку в определении положения гипоцентра, ошибку снятия вступления волны с

сейсмограммы, ошибку отсчета времени, ошибку параметризации среды, ошибку выбранной исходной модели. Безусловно, современные технические средства и алгоритмы позволяют достаточно точно определять форму волны на сейсмограмме и ее время вступления с предельно допустимым значением отношения “сигнал/помеха”. Но существует человеческий фактор, и не все данные могут быть “чистыми”. И если ошибка параметризации среды может быть частично преодолена приемами вейвлет-анализа, то с ошибкой модели и определения гипоцентра справиться невозможно, если решать систему (1) как единое целое. В случае присутствия большой амплитуды ошибки хотя бы в одном из уравнений системы исследователь, решая ее, направляет все усилия на достижение соответствия между получаемым вектором δV и ошибочным данным, представленными вектором δT , что не имеет смысла для нахождения верного решения. Поэтому при интерпретации таких быстрых решений возникают проблемы несоответствия результата геологии, петрологии или другим данным прямого геофизического наблюдения.

Чтобы преодолеть трудности неединственности и неустойчивости решений автором был недавно разработан новый подход, который описан в следующем разделе.

1. Дифференцированный подход

“Почему именно “дифференцированный” ? Откуда такое название? “, - спросил меня один из известных томографистов Жан Люс Гот (Jean-Luc Got), университет Савое, Франция на международной европейской конференции в 2007 году.

Дифференцировать здесь употребляется не в смысле “ брать производную”, а в смысле “подразделять”.Если мы решаем систему целиком, то все лучи интегрируются (в смысле объединяются вместе), чтобы построить решение. А в предлагаемом подходе результат базируется на выбранных лучах.

Согласно дифференцированному подходу система (1) разбивается на множество подсистем:

$$\begin{cases} A^1 \delta V^1 = \delta T^1 \\ \quad \vdots \\ A^q \delta V^q = \delta T^q \end{cases}, \qquad (2)$$

где матрица A^i (клетка исходной матрицы А) содержит элементы, определяемые длинами путей лучей, идущих от источников *i* того кластера сейсмической активности к одной и той же станции, вектор δT^i есть подмножество исходного множества наблюденных данных невязок времен пробега, которое соответствует i-тому кластеру, вектор δV^i - неизвестный вектор аномалий скорости в блоках, которые заполнены лучами кластера. Каждая клетка A^i построена таким образом, что она содержит только ненулевые элементы. В таких случаях подсистема является не разреженной, а заполненной, и тем самым облегчается задача ее численной инверсии. Более того, размерность подсистемы значительно меньше, чем размерность исходной матрицы.

Такая процедура решения систем линейных уравнений является продолжением идей американского математика Ланцоша о разбиении системы на две подсистемы. Однако в теории численных методов предлагаемого алгоритма разбиения на множество подсистем нет. Метод был описан автором лекций как модификация Гауссовского исключения и опубликован в 2012 году в математическом американском журнале “Сложные системы”, организованным Стефаном Вольфрамом.

Следующим этапом решения является построение базисных подсистем. Для этого из строк матрицы (лучей) каждой подсистемы выбираются те, которые удовлетворяют теореме Кронекера-Капелли. Согласно этой теореме система является совместной, то есть имеет единственное решение, если ранг исходной матрицы A^i равен рангу расширенной матрицы $(A^i)'$ и числу неизвестных параметров подсистемы n^i :

$$\mathrm{rank}A^i = \mathrm{rank}(A^i)' = n^i \qquad (2.1)$$

Фактически это условие эквивалентно тому, что в матрице разрешения, введенной в сейсмологию Бейкусом и Гильбертом [Backus&Gilbert, 1968], диагональные элементы будут равны 1, то есть система будет эффективно разрешена. Отличие от общепринятого решения в том, что с помощью условия (2.1) осуществляется выбор строк матриц (лучей), дающих высокую степень разрешения, в то время как традиционно разрешение оценивается только для исходной большой матрицы. Понятно, что работать с исходной большой разреженной матрицей очень сложно. А проблема накопления ошибки округления в случае огромного числа данных может ставить под сомнение определение параметров матрицы разрешения, которая является произведением нескольких матриц большой размерности. При предлагаемом же способе решения такой численной проблемы нет, так как обрабатываются заполненные матрицы малой размерности.

Выбранные согласно критерию (2.1) строки составляют базис подсистемы. Путем их численного обращения без особых вычислительных трудностей мы получаем обратную матрицу $(A^{i\ \text{базис}})^{-1}$, умножение которой на соответствующий наблюденный вектор $\delta T^{i\ \text{базис}}$ даст значения скоростных аномалий в блоках i- той подсистемы.

Следующий этап – в проверке того, что полученная оценка решения, представленная вектором δV^i, достаточно хорошо соответствует наблюдениям с точки зрения теории вероятности. Среднеквадратическая ошибка оценивания Δ показывает, насколько эта оценка оптимальна [Ширяев, 1980].

$$\Delta = D(A^{i\ \text{базис}}_j)\ [1-\rho^2(A^{i\ \text{базис}}_j,\ \delta T^{i\ \text{базис}})] \qquad (2.2)$$

Здесь $A^{i\ \text{базис}}_j$ обозначает j-ый вектор-столбец матрицы, D и ρ являются знаками дисперсии и корреляции. Если коэффициент корреляции ненаблюдаемой случайной величины, представленной вектором–столбцом, и наблюдаемой случайной величины, представленной вектором невязок, равен 1, то среднеквадратичная ошибка оценивания равна 0. Таким образом, если решение, полученное для подсистемы, на предыдущем этапе, удовлетворяет также критерию приближенного равенства нулю ошибки, заданной выражением (2.2), то оно принимается в качестве решения данной подсистемы. Смягчение требования строгого равенства нулю объясняется тем, что на практике в связи с использованием решений предыдущих подсистем для оценивания последующих ошибка будет накапливаться. Поэтому важно контролировать ошибку в пределах задаваемой точности решения задачи.

Третий этап – в сравнении найденных решений подсистем для одного и того же блока среды. Для k-того блока среды строится последовательность значений, полученных посредством обращения подсистем из множества (2) и выбора решений, удовлетворяющих критериям первых двух этапов. Понятно, что это будут подсистемы, строки которых соответствуют лучам, проходящим через k-тый блок. Для простоты рассмотрим пример двух таких подсистем с индексами i и l. Компонента вектора δV^i, соответствующая k-тому блоку, будет первым значением последовательности, в то время как компонента вектора δV^l, соответствующая k-тому блоку будет вторым значением последовательности. В случае, если оба значения приближенно равны, то одно из них может приниматься за окончательное решение для данного k-того блока, иначе решение для данного k-того блока не может быть принято. В общем случае статистика только двух подсистем недостаточна, чтобы утвердить решение для блока. В среднем, выделяется от 5 до 10 подсистем. Их число зависит от полноты данных и выбранного размера блока. Если большинство значений в построенной последовательности приближенно равны, то можно предположить, что значения, выбивающиеся из ряда равных, соответствуют подсистеме, образованной азимутальным сектором, наблюдения которого превышают уровень ошибки. Определенную роль играет также сравнение полученных значений с априорной информацией, которую дают геологические натурные наблюдения, если речь идет о поверхностных блоках. После окончательного утверждения значения скоростной аномалии для данного блока, оно подставляется в исходную систему, сокращая ее размерность. Процесс

повторяется заново до тех пор, пока не определятся все возможные блоки, образованные подсистемами.

Сделаем важное замечание. Процесс решения множества подсистем (2) следует начинать с подсистем малой размерности. Это означает, что в первую очередь рассматриваются сейсмические лучи, выходящие из толщи Земли на небольшой глубине. Чем глубже опускается луч, тем больше его ошибка, которая обусловлена сложностью глубинной структуры. То есть сначала надо использовать сейсмическую, а также априорную информацию, чтобы поверхностные слои были надежно определены.

2. Доказательства эффективности работы нового подхода в сравнении с предыдущей разработкой американских коллег

Для того, чтобы продемонстрировать особенности работы инверсионных методов используют численное моделирование. В таком случае, прежде всего выбирается модель среды, которая характерна для многих исследуемых регионов и имеет геофизический смысл. В качестве такой модели рассмотрим сейсмическую структуру, которая представляет собой неоднородный блок (аномалия –a%,), достаточно большого размера по сравнению с окружающей его средой, имеющей скорости прохождения, характеризующиеся аномалиями в +a%. Такая модель использовалась французским исследователем Левек [Leveque et al., 1993] для того, чтобы продемонстрировать несостоятельность общепринятой инверсии сингулярного разложения (Singular Value Decomposition SVD) восстановить эту модель в случае переопределенной системы, несмотря на тот факт, что покрытие блоков лучами было хорошее. Метод двойных разностей, о котором шла речь в предыдущей секции, базируется на SVD- инверсии, так как метод Ланцоша, положенный в основу решения разреженных систем при малом числе итераций сводится к SVD. Зная модель и геометрическое распределение лучей в ней, можно найти матрицу A и синтетический вектор δT в уравнении (1). Затем система решается двумя методами, SVD и с использованием дифференцированного подхода. Результаты, включающие численный процесс алгоритма и численный доказательства эффективности работы нового подхода приведены в приложении к статье международном издательстве Elsevier [Smaglichenko et al., 2012].. Рисунок 2 иллюстрирует саму модель и результаты ее восстановления.

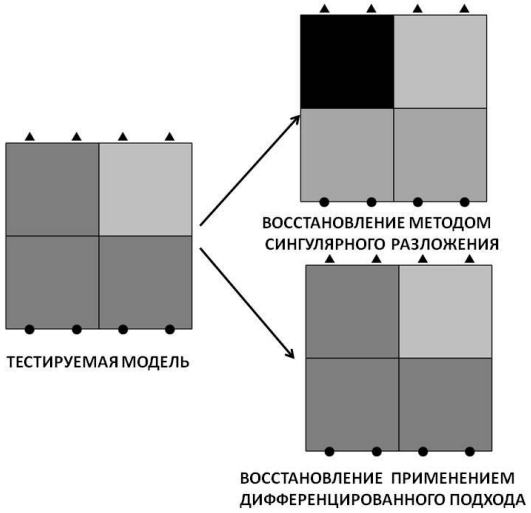


Рис. 2. Тестовая модель представляет собой крупногабаритную неоднородную структуру, когда отдельно взятая скоростная аномалия (показана светло-серым цветом), окружена неоднородной зоной (показана темно-серым цветом). Значения амплитуд скоростных аномалий равны по модулю, но противоположны по знаку. Модель успешно реконструирована с использование дифференцированного подхода.

Благодаря новому подходу стало возможным построить детальное изображение разломной зоны Нагано (Центральная Япония) на основе афтершоковых данных с M= 1-5, которые были собраны в течение 1995-1998 года после Нагано-Сейбу (Naganoken-Seibu) землетрясения 1984 г. с M= 6,8. Число сейсмических лучей превышало 103000 (число строк матрицы). Метод был применен для различных размеров блоков. Рисунок 3 демонстрирует разницу результатов, полученных методом двойных разностей (слева) и предлагаемым подходом (справа) для блоков размером (1.0 x1.0 x1.0 км) до глубины 2 км и размером (1.0 x 1.0 x 2.0 км) глубже. Отметим, что результат метода двойных разностей получен японской коллегой Каори Такаи с помощью обработки того же набора сейсмических данных с помощью применения кодов компьютерной программы Чжана и Сарбера.

Рисунок показывает, что плоскость разлома выделяется низкими скоростями, найденными с помощью дифференцированного подхода.

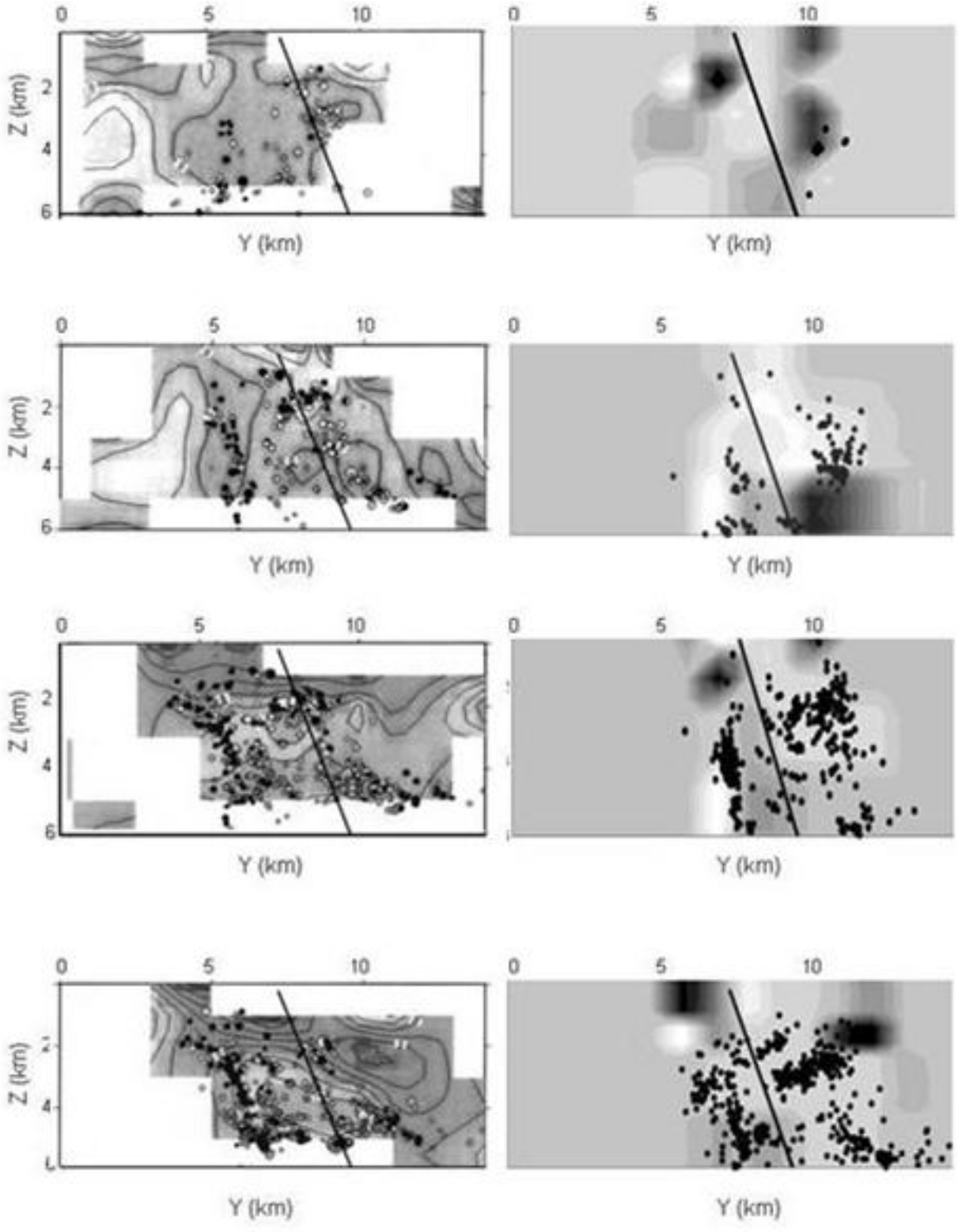


Рис. 3. Опубликовано в статье [Smaglichenko et al., 2012]. Определение плоскости разлома двумя методами при использовании одних и тех же размеров блоков исследуемой среды: 1) методом двойных разностей (слева), используя код программы Чжана и Сарбера; 2) дифференцированным подходом. Проекция плоскости разлома обозначена наклонной линией. Низкие (высокие) скорости обозначены белым (черным) цветом. Проекции гипоцентров обозначены точками

Следующим доказательством эффективности метода является детальное строение зоны разлома при использовании достаточно-малого размера блока (1,0 x 0,19 x 0,3 км), Рисунок 4 показывает насколько четко проекция линии разлома (известна из данных геологии) соответствует небольшой мощности наклонного слоя найденной низко -скоростной зоны. Слой низко- скоростного материала зажат между породами с высокими скоростями, При этом материал заполнил пустоты разрушенных пород и плоскость разлома.

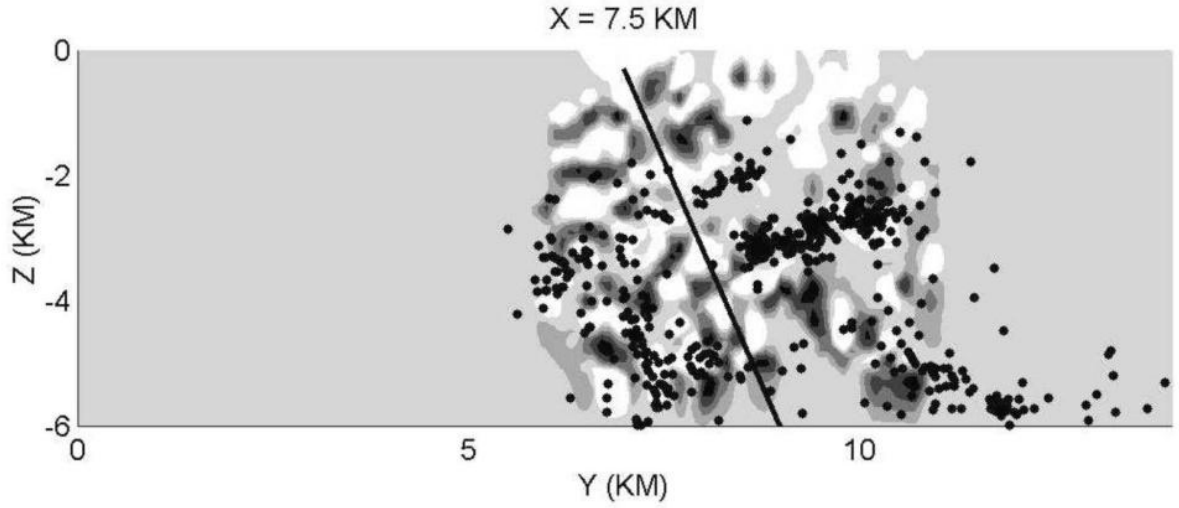


Рис. 4. Детальный скоростной разрез зоны разлома Нагано, полученный при использовании малых размеров исследуемых блоков среды. Проекция плоскости разлома обозначена наклонной линией. Низкие (высокие) скорости обозначены белым (черным) цветом. Проекции гипоцентров обозначены точками

Анализируя на рис. 3 и 4 расположение гипоцентров по отношению к скоростной структуре, определенной новым подходом, можно видеть, что их распределение в основном приурочено к зонам низких скоростей и местами к зонам границ, разделяющих низкие и высокие скорости.

В следующей секции мы проанализируем результаты, полученные новым подходом для района, расположенного в большом отдалении от Японских островов. Наше внимание будет обращено на северо-восток Исландии.

3. Определение скоростной структуры в разломной зоне Тьернес (северо-восток Исландии)

Зона Тьернес (Tjornes) соединяет рифтовую зону на севере Исландии и срединно-океанический хребет Колбенсей. Зона включает две линии возможного разлома Гримсей (Grimsey) и Далвик (Dalvik) и разлом Хусавик-Флатей (Husavik-Flatey), расположенные в Гренландском море. Сейсмичность больше всего сосредоточена вдоль зоны Гримсей на глубинах 10-12 км, где часто происходят землетрясения с небольшими магнитудами M=1-3. Томографические изображения этой зоны были построены на основе данных сейсмичности в период с 1986 по 1989 год. Особенность сейсмических данных- сильная зашумленности вступлений волн. Причина в том, что расположенные вдоль береговой линии станции регистрируют землетрясения, происходящие в море и распределенные кластерно вдоль основных линий разломной зоны Тьернес. Чтобы преодолеть проблему ошибки в данных, был применен дифференцированный подход, описанный выше. Метод прошел успешное тестирование на достаточно сложной модели, включившей в себя особенности зоны Тьернес по данным геологии, гравиметрии, петрологии [Smaglichenko et al., 2009]. После проверки с помощью инверсии синтетических данных метод был применен к реальным вступлениям. Результат показывает нам, что гипоцентры расположены в сильных низкоскоростных зонах V_p = 5.9-6.4 км/с по отношению к средней скорости в слое, равной 6.9 км/с (рис. 5).

Особо отметим, что в область сильного занижения скорости попадает эпицентр разрушительного землетрясения Копаскер 1976 года, имевшего магнитуду 6.4. То есть после того как землетрясение произошло (по оценкам международной сети на глубине 33 км), среда в диапазоне глубин 5-10 км характеризуется зоной занижения скорости. Мы ничего не можем сказать о диапазонах глубин 0-5; и ниже 10 км из-за недостаточного числа данных для достижения

устойчивого результата метода. Отметим, что землетрясения в данном регионе случаются не часто, несколько раз за столетие. Но по оценкам исландских исследователей гипоцентр землетрясения располагался именно в диапазоне глубин 5-10 км.

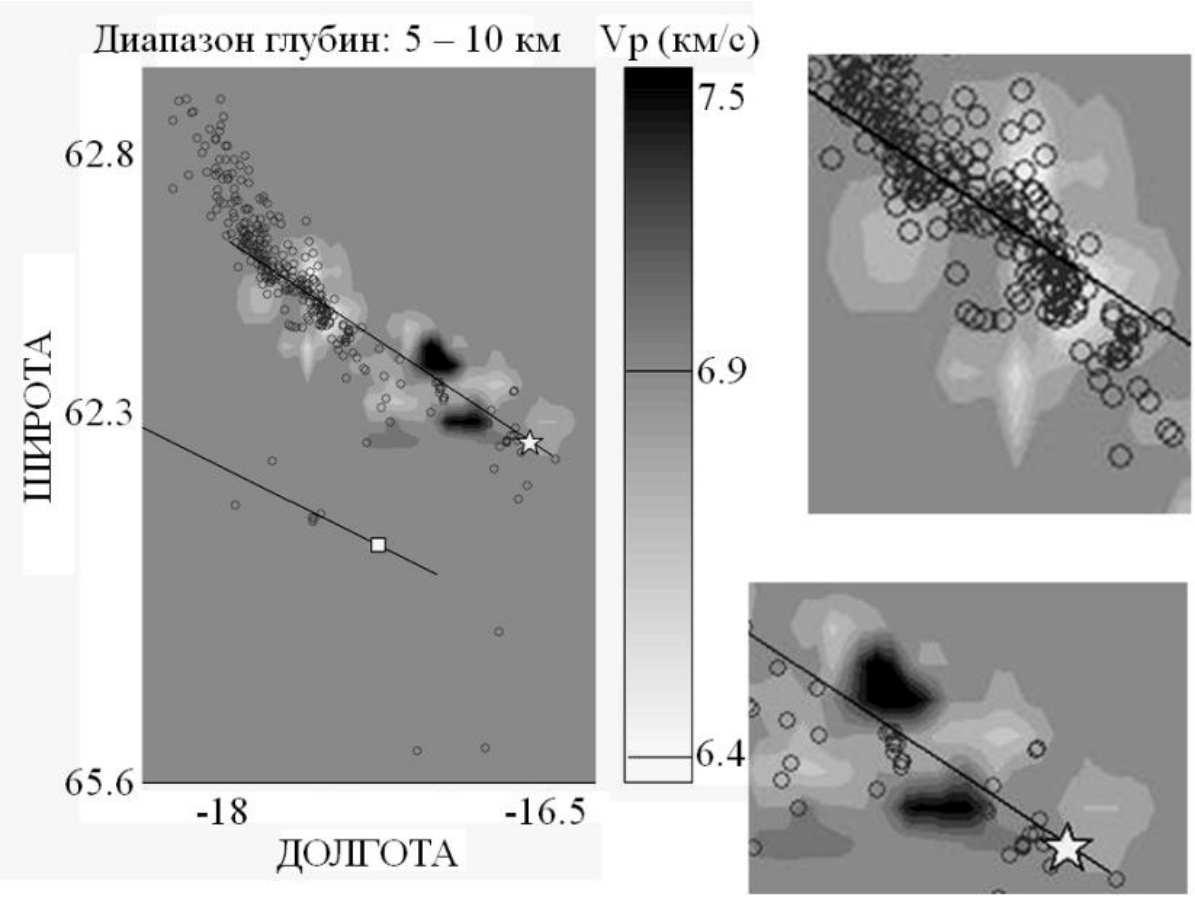


Рис. 5. Изображение разломной зоны Тьернес, полученное вдоль линиамента Гримсей (слева). Справа фрагменты в увеличенном размере. Белым (черным) цветом обозначены низко (высоко) скоростные зоны. Окружности соответствуют проекциям гипоцентров. Проекция линиамента обозначена прямой линией. На основном изображении другой линией (ниже линиамента) обозначена проекция плоскости разлома Хьюсавик-Флатей. Звезда белого цвета обозначает проекцию гипоцентра землетрясения Копаскер 1976 г.

4. Метод последовательного вычитания выбранных аномалий

Говоря об инновациях в сейсмической томографической инверсии нельзя не рассмотреть метод последовательного вычитания выбранных аномалий, который был развит автором лекции в 2003 году, в то же время, что и метод двойных разностей. Метод вычитания выбранных аномалий является модификацией метода последовательного вычитания скоростных аномалий, идея которого была предложена А.В. Николаевым, а первая разработка сделана И.А. Саниной [Николаев, Санина, 1982]. Основные шаги метода – оценить вариации скоростного поля, определить наиболее контрастные значения (то есть по модулю выбивающиеся из усредненного поля), вычесть вклад этих значений из наблюденного временного поля и повторить процедуру для выявления следующих контрастов. Отличие метода вычитания выбранных аномалий в том, что производится вычитание не контрастных аномалий, а тех для которых параметры разрешения имеют наилучшие показатели [Smaglichenko et al., 2003]. Автором лекции также была определена скорость сходимости метода вычитаний и условия достижения наилучшей сходимости. Было проведено сравнение результатов тестирования метода последовательного вычитания выбранных аномалий и общепринятых методов, основанных на сингулярном разложении, по отношению к одним и тем же моделям.

Рисунки 6-7 иллюстрируют эти результаты. Таблицы с расчетами приведены в работе, опубликованной в международном издательстве Blackwell [Smaglichenko et al., 2003].

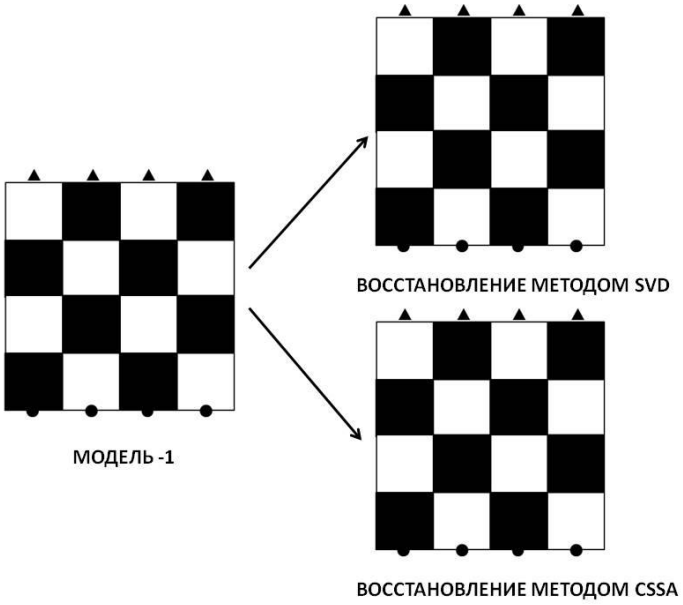


Рис. 6. Модель 1 представляет собой мелкомасштабную неоднородную структуру, чередование низких и высоких скоростных аномалий (показанных белым и черным цветом), имеющих одну и ту же амплитуду и соответствующих данной конфигурации блоков. Источники (окружности) и приемники (треугольники) определяют геометрию эксперимента, предложенную в работе [Leveque et al., 1993]. Оба метода (общепринятый и разработанный CSSA) реконструируют эту модель, как показано справа

Отметим, что метод CSSA является итерационным. Метод определяет скоростные аномалии, суммируя их по итерациям. Поэтому требуется определенное число итераций для восстановления каждой аномалии, шаг за шагом накапливая значения в блоках, в то время как в случае метода SVD требуется лишь одна операция умножения соответствующих матриц. Таким образом, при предположении, что среда имеет мелкомасштабную структуру, SVD-метод может быть более приемлемым в качестве инструмента томографической инверсии.

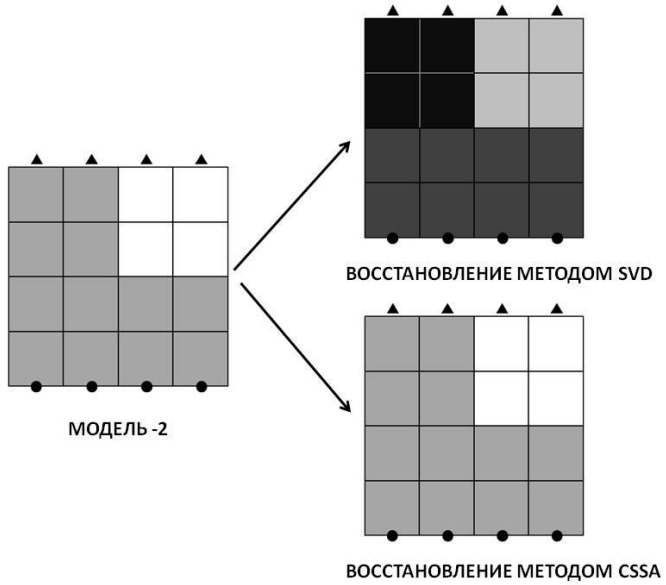


Рис. 7. Модель 2 представляет собой крупногабаритную неоднородную структуру, когда отдельно взятая скоростная аномалия (показана белым цветом), окружена однородной зоной (показана светло-серым цветом). Модель успешно реконструируется методом CSSA. Однако SVD метод дает изображение (справа), которое не совпадает с моделью 2, заложенной в численный эксперимент (слева)

Тем не менее, тестирование, также проведенное в работе [Smaglichenko et al., 2003], показало, что оба метода, как общепринятый, так и метод вычитания, не могут восстановить крупную аномалию, окруженную зоной, характеризующейся скоростью, контрастной по знаку (рис. 8).

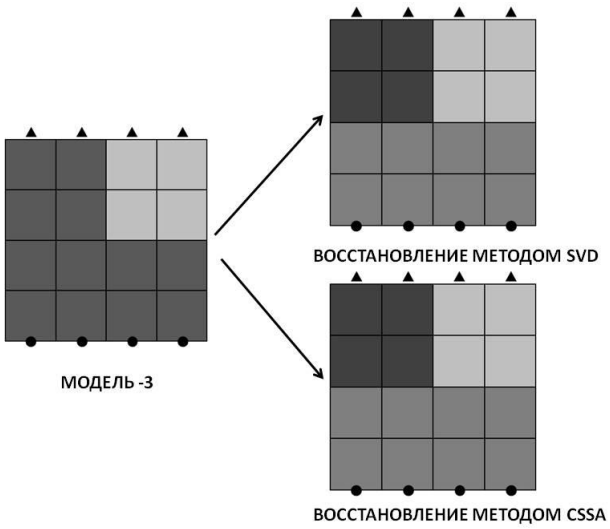


Рис. 8. Модель 3 представляет собой крупногабаритную неоднородную структуру, когда отдельно взятая скоростная аномалия (показана светло-серым цветом), окружена неоднородной зоной (показана темно-серым цветом). Модель та же, что и на рис.2. Значения амплитуд скоростных аномалий равны по модулю, но противоположны по знаку. Оба метода SVD и CSSA не смогли реконструировать эту модель. Восстановленные модели (справа) не совпадали с исходной (слева)

Как было показано выше (смотреть секцию 2) эта сложная модель может быть восстановлена новым дифференцированным подходом.

Однако сделаем важное замечание. Все проведенные тесты предполагают, что ошибка в наблюдениях достаточно мала, чтобы исказить решение. Метод последовательного вычитания выбранных аномалий и общепринятые методы, основанные на сингулярном разложении, не учитывают сложную структуру ошибки сейсмических данных. Общепринятые методы, используемые в течении десятилетий в сейсмической томографии применяли способы регуляризации решений, которые, как известно любому специалисту в области прикладной математики, работают только при предположении малой ошибки в исходных данных. Специфика сейсмических наблюдений и вытекающая оттуда непредсказуемость ошибки сейсмических данных, к сожалению, не рассматривались при решении томографических задач. Полезный шаг в направлении высвечивания этой проблемы был сделан еще в 1986 году американским сейсмологом Павлисом, который провел тщательное исследование и получил оценки для ошибок в определении гипоцентров, при этом отметив сложность ошибки каждого сейсмического луча [Pavlis, 1986].

5. Томографическое изображение области землетрясения Оникобе (северо-восток Японии), построенное методом вычитания выбранных аномалий

11 августа 1996 года три сильных толчка с M = 5.9, 5.4, 5.7 сотрясали северо-восток Японии на границе префектур Мияги, Ивате и Акита. Вслед за ними 13 августа произошло еще одно землетрясение с M=5.0. Вслед за этими основными ударами последовали многочисленные афтершоки с малыми магнитудами, которые кластерно распространились по префектурам. Сейсмически активная область Оникобе не была сюрпризом для Метеорологического Агенства Японии. Землетрясения с магнитудами больше 5 происходят там каждые десять лет, сама по себе область является одной из самых активных геотермальных зон в Японии при присутствии в ней действующих вулканов Курикома и Наруко. Надо отметить, что эта область расположена всего в нескольких десятках километров от обширной зоны афтершоков, которые в 2011 последовали за цунами. Продолжительная сейсмическая активность позволила исследовать структуру с помощью двух наборов данных - до и после главного толчка 1996. В первый набор вошли землетрясения, произошедшие в период 1989-1996 годы с гипоцентрами до глубины 106 км [Smaglichenko et al.,

2000], а в другой вошли события с небольшими глубинами, которые случились в первые месяцы после толчков августа 1996 [Smaglichenko et al., 2003].

Метод вычитания выбранных аномалий был применен дважды. Для первого множества данных горизонтальный размер блока был 23x25 км, а для второго - 4x4 км. До применения к данным реальных наблюдений метод прошел успешное тестирование мелкомасштабной модели “шахматной доски” (рис. 6 в предыдущей секции 4) , однако реальные изображения проявили крупногабаритные структуры. В первом случае, эпицентр землетрясения Оникобе находился на краю зоны слабой низкой скорости (Vp = 6.1 км/с на фоне средней скорости в слое, равной 6.22 км/с), которая окружена также слабой высокоскоростной аномалией (Vp = 6.35 км/с) (рис. 9-слева). Так как размер блока достаточно большой, и данные охватывают большой период времени, трудно делать определенные выводы об области подготовки очага перед землетрясением. Из результата ясно то, что очаг расположен на границе двух скоростных контрастов пусть даже и слабых по амплитуде. Однако, более детальное просвечивание области после землетрясения (размер блока гораздо меньше, чем в предыдущем случае и точность в смысле метода наименьших квадратов гораздо лучше) четко показывает (рис. 9-справа), что область очага попадает в достаточно сильную низкоскоростную зону (Vp = 4.5-4.8 км/с).

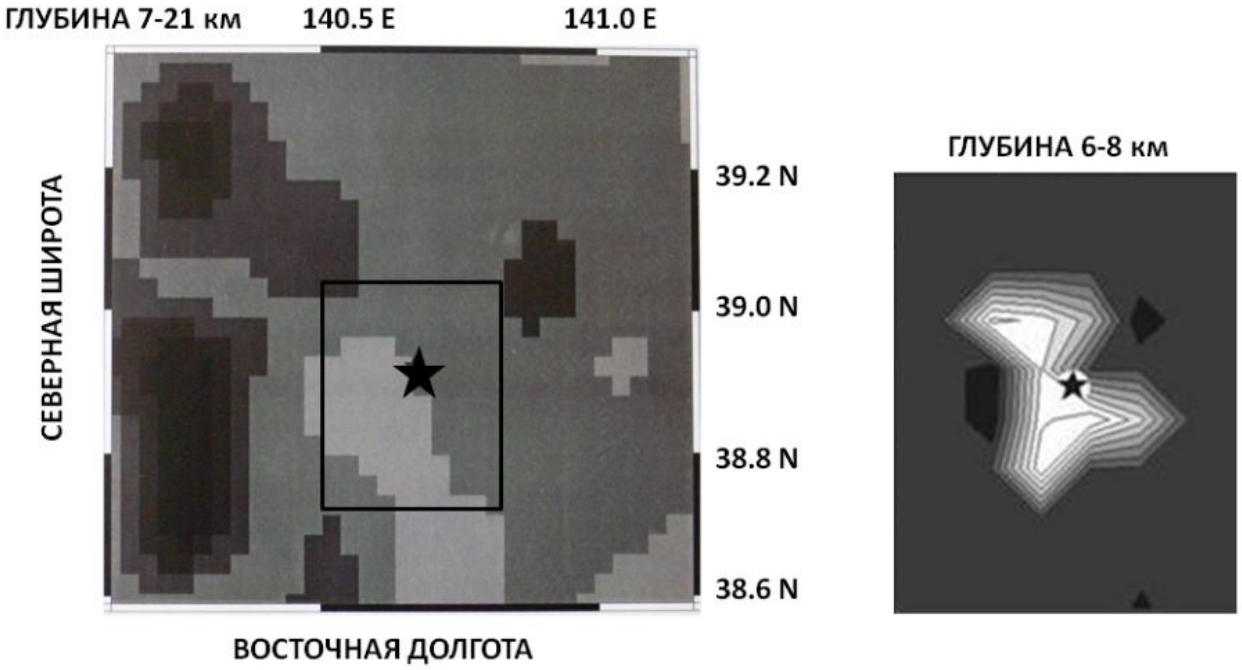


Рис. 9. Изображения скоростной структуры области Оникобе, полученные для двух параметров сетки - размеров блока 23x25 км и 4x4 км слева и справа соответственно. Слева на изображении прямоугольником выделена область, которая соответствует детальному результату, представленному справа. Белый (черный) цвет соответствует низким (высоким) скоростям. Звездочкой обозначена проекция гипоцентра землетрясения Оникобе 11.08.1996

Несмотря на тот факт, что метод вычитания выбранных аномалий не учитывал сложную структуру ошибки (дифференцированный подход был разработан позднее), тем не менее, полученные результаты имеют смысл. Это прежде всего объясняется тем, что соавторы работы под руководством известного японского сейсмолога Акиры Хасегавы (Сендай, университет Тохоку, Япония) приложили немало усилий, чтобы наблюдения были максимально точны. Гипотеза тенденции “сползания” очаговой области после землетрясения в область низких скоростей, предполагается наиболее достоверной после анализа распределений скорости в области гипоцентров разломной зоны Нагано (рис. 3, 4) и зоны Тьернес (рис. 5), полученных новым дифференцированным подходом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной лекции мы сосредоточили наше основное внимание на новой технологии решения задачи инверсии томографических данных, которая были разработана автором лекции для того, чтобы преодолеть две важные составляющие проблемы решения любой обратной задачи:

неединственность и отсутствие устойчивости результатов. Более того, в процессе обращения сейсмических данных исследователь часто получает численные значения, не имеющие геофизического смысла, что говорит о сильной некорректности решения задачи. Предлагаемый метод дает возможности для преодоления всех этих проблем. Однако, как показывает опыт, метод дает хороший результат при наличии большого числа данных, так как база его – статистический выбор решения на основе предложенных критериев. Результаты тестирования предлагаемого подхода и применение его к реальным данным сравниваются с соответствующими результатами метода двойных разностей, также нового, но разработанного зарубежными коллегами. При одних и тех же условиях научного эксперимента эффективность дифференцированного подхода подтверждена. На основании этого можно более утвердительно сказать о полученной скоростной структуре в области очагов землетрясений. Предполагается, что после того, как события произошли, очаги попадают в области, характеризующимися сильным занижением объемных продольных Р-волн.

ЛИТЕРАТУРА

Дитмар П.Г., Яновская Т.Б. Обобщение метода Бейкуса-Гильберта для оценки горизонтальных вариаций скорости поверхностных волн // Физика Земли. 1987. № 6. С. 30-40.

Николаев А.В., Санина И.А. Метод и результаты - сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира. ДАН СССР. 1982. Т. 264, №1. С. 69-72.

Треусов А.В. Томографическое исследование структуры литосферы с помощью региональных сетей сейсмичееких станций. Канд. Дис. ИФЗ РАН, Москва 1986.

Треусов А.В. Совместное определение параметров гипоцентров и трехмерной скоростной модели среды // Физика Земли. 1988. № 10. С. 15–20.

Ширяев А.Н. Вероятность М.: Наука. 1980. 574 с.

Яновская Т.Б. Методы решения обратной кинематической задачи сейсмологии для двумерно и трехмерно неоднородных сред В Сб. Численные методы в сейсмических исследованиях Под ред. Алексеева А.С. Наука, Сибирское отд. 1983. С. 70-90.

Aki K., Lee W.K.H. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P –arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, No 23. P. 4381-4399.

Backus G.E., Gilbert, J.F. Numerical application of formalism for geophysical inverse problems // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1967. No 17. P. 247–276

Backus G.E., Gilbert J.F. The resolving power of gross earth data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1968. No 16. P 169–205.

Backus G.E., Gilber, J.F.: Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data // Geophys. Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1970. Vol. 266. P. 123–192.

Dziewonski A.M. Mapping the lower mantle. Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6 // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 5929-5952.

Leveque J.J., Rivera L., Wittlinger G. On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions // Geophys. J. Int. 1993. Vol. 115. P. 313-318.

Paige C.C., Saunders M.A. LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares // ACM Trans. Math. Soft. 1982. No 8, P. 43–71. P. 195–209.

Pavlis G.L. Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete practical approach for single-event locations. Bull. Seism. Soc. Am. 1976. Vol. 76. P. 1699–1717.

Smaglichenko T.A., Horiuchi S., Hasegawa A., Nikolaev A.V. 3-D velocity structure around the 1996 Magnitude 5.9 Onikobe earthquake derived by inversion method. // J. Volcanology and Seismology. 2000. No 22. P. 195-211.

Smaglichenko T.A., Nikolaev A.V., Horiuchi S., Hasegawa A. The method for consecutive subtraction of selected anomalies: the estimated crustal velocity structure in the 1996 Onikobe (M= 5.9) earthquake area (1996), northeastern Japan // Geophys J. Int. Blackwell Publisher. 2003. Vol. 153. P. 627-644.

Smaglichenko T., Jacoby W., Fedorova T., and Wallner H. Stable estimate of velocity anomalies around Grimsey Lineament (Tjornes Fracture Zone, Iceland) with Differentiated Tomography. In: Geophysical Research Abstracts of EGU General Assembly. 2009. Vol. 11. EGU2\009-1332.

Smaglichenko T. A., Shigeki H., Kaori T. A differentiated approach to the seismic tomography problem: Method, testing and application to the Western Nagano fault area (Japan).. International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation. Elsevier Publisher. 2012. No 16. P. 27-41.

*Smaglichenko T.A.*Modification of Gaussian elimination for the Complex System of Seismic Observations. Founded by Stephen Wolfram, Complex systems Publications, Inc. USA. 20012. Vol. 20, No3. P. 229-241.

Zhang H., Thurber C.H., Double-difference tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California // Bull. Seism. Soc. Am. 2003. Vol.93, No 5. P. 1875–1889.

Zhang H., Thurber C.H. Estimating the model resolution matrix for large seismic tomography problems based on Lanczos bidiagonalization with partial reorthogonalization // Geophys. J. Int. 2007. Vol. 170. P. 337–345.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

А.Л. Собисевич

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

Аннотация: Рассмотрено современное состояние проблемы изучения глубинного строения, механизмов деятельности и мониторинга активных вулканических центров геофизическими методами, включая и технологии дистанционного зондирования.

Вулканизм – природное явление планетарного масштаба, неразрывно связанное магматизмом и со всей геологической историей Земли.

В настоящее время более полутора тысяч вулканов считаются активными. В отличие от действующих вулканов, находящихся в состоянии извержения, термин «активный вулкан» может показаться нестрогим, граница между определениями спящего и активного вулкана однозначно до сих пор не определена. Дело в том, что паузы в деятельности вулканов могут быть достаточно длительными, растянутыми в ряде случаев на сотни и тысячи лет, как было, например, в случае с вулканом Безымянный на Камчатке.

Подавляющее число действующих вулканов располагается по периферии Тихого океана, в меньшей степени в Атлантике и Средиземноморье, тяготея к так называемым деструктивным границам литосферных плит (рис. 1). Имеются также вулканы и внутри последних (например, Гавайские и некоторые другие) – так называемые внутриплитные, а также расположенные вдоль срединно-океанических хребтов или конструктивных границ литосферных плит [Лаверов и др., 2005].

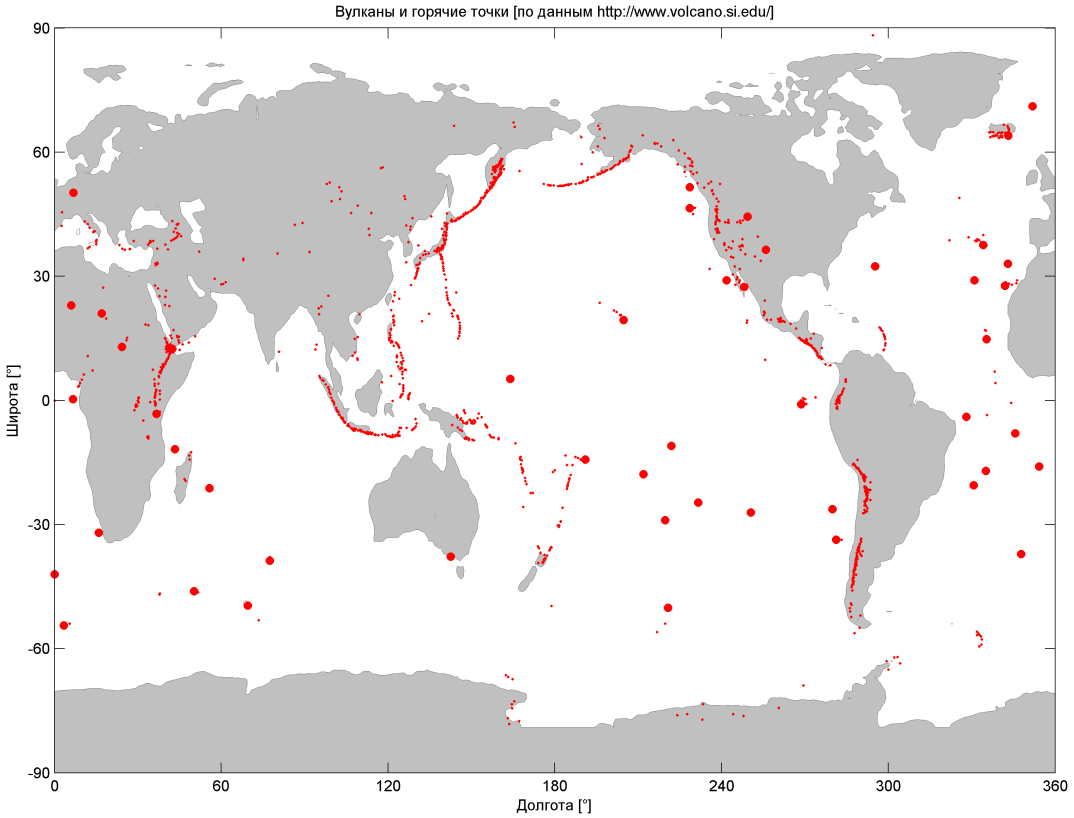


Рис. 1. Карта расположения вулканов и горячих точек на поверхности Земли по данным пополняемого электронного каталога вулканов [http://volcano.si.edu/; Simkin and Siebert, 1994]. В настоящее время каталог насчитывает более полутора тысяч записей

Вулканическая деятельность на территории России проявлена с переменной интенсивностью прежде всего на Камчатке и Курильских островах. Однако, существуют и другие регионы (например, Северный Кавказ), где вулканическая деятельность ещё, по-видимому, не завершена и велика вероятность возобновления извержений вулканов (рис. 2).

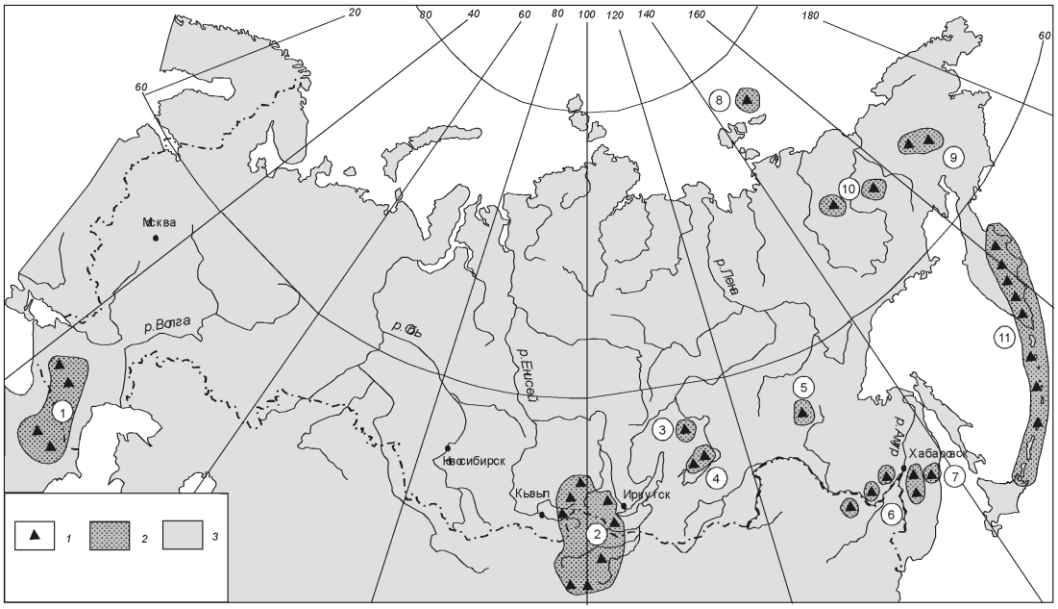


Рис. 2. Вулканические области и районы новейшего (менее 1 млн. лет) вулканизма на территории России: 1 – Кавказская, 2 – Южно-Байкальская, 3 – Удоканский, 4 – Витимский, 5 – Токинский, 6 – Амуро-Уссурийская, 7 – Совгаваньский, 8 – островов Де Лонга, 9 – Анюйско-Алугинский, 10 – Среднеколымский, 11 – Курило-Камчатская [Лаверов и др., 2005]

В конце прошлого столетия вулканологи особое внимание стали уделять комплексному изучению, так называемых, «спящих» вулканов, которые могут неожиданно активизироваться. На территории России к ним относится вулкан Академии Наук (Камчатка), расположенный в одноименной кальдере, вулканическая деятельность в которой прекратилась 28 ± 8 тысяч лет назад. Однако в 1996 году неожиданно начались одновременные извержения на Карымском вулкане и подводном в Карымском озере, заполняющем кальдеру [Федотов, 1997]. На Европейской части России потенциально активным является вулкан Эльбрус (Северный Кавказ) [Лаверов и др., 1997, 2005]. Результаты теоретических исследований и данные геофизических наблюдений открывают определённые перспективы при решении задач, связанных с прогнозированием событий (их места и времени), развивающихся в районе изучаемого вулканического образования [Рогожин, Собисевич и др., 2001].

Такие сложные и мощные природные явления как извержения вулканов могут иметь разнообразные предвестники: предшествующие землетрясения, деформации земной поверхности, разогрев кратеров, изменение режима деятельности фумарол и состава вулканических газов и другие. В мировой практике вулканологических наблюдений одним из лучших примеров прогноза стал результат, поученный советскими учёными перед началом и во время Большого трещинного Толбачинского извержения [Большое трещинное…, 1984].

Наиболее благоприятные условия для прогнозов имеются в случае таких извержений, которым предшествуют качественные изменения состояния магматических структур, образование новых подводящих питающих магматических каналов, внедрение интрузий, поступление новых порций глубинных расплавов. Именно поэтому фундаментальные проблемы изучения глубинного строения активных вулканов, их магматических питающих систем и механизмов деятельности на современном этапе неразрывно связаны с решением задач построения систем геофизических инструментальных наблюдений за вулканическими процессами в непосредственной близости от изучаемых объектов с целью осуществления многодисциплинарного мониторинга и в конечном итоге прогноза возможных извержений.

Одним из основных индикаторов активизации вулканической системы принято считать локальные сейсмические события. Однако, это не единственный прогностический признак. Одновременно с ростом количества вулканических землетрясений в районе вулканической постройки могут происходить изменения состава и объёмов выхода вулканических газов мере приближения магмы к поверхности. Также в период подготовки извержения в районе вулканической постройки имеют место ощутимые деформационные процессы. Внедрение магматических интрузий может вызывать деформации поверхности до полутора метров в день. Эти перемещения земной поверхности регистрируются наклономерами, деформометрами, на точках GPS-наблюдений, а также дистанционными методами (InSAR). Температурные измерения сегодня также возможны с околоземной орбиты: данные о наблюдаемых тепловых аномалиях таким образом можно получить даже для труднодоступных вул-

канических районов. Наземные инфракрасные видеонаблюдения также являются составной частью вулканологической обсерватории (http://www.ct.ingv.it/en/webcam-etna-en.html).

Однако основным источником информации об особенностях глубинного строения вулкана и состоянии его магматической питающей системы являются результаты сейсмологических наблюдений. Обобщённые представления о строении магматических питающих систем вулканов схематически показаны на рис. 3. Подъём первичного расплава в виде диапиров в астеносфере и верхней мантии продолжается в литосфере в виде даек и магматических колонн, далее следует накопление магмы в очагах в нижней коре и постепенное продвижение к поверхности посредством образования периферических магматических камер и различных интрузий. После этого возможно извержение.

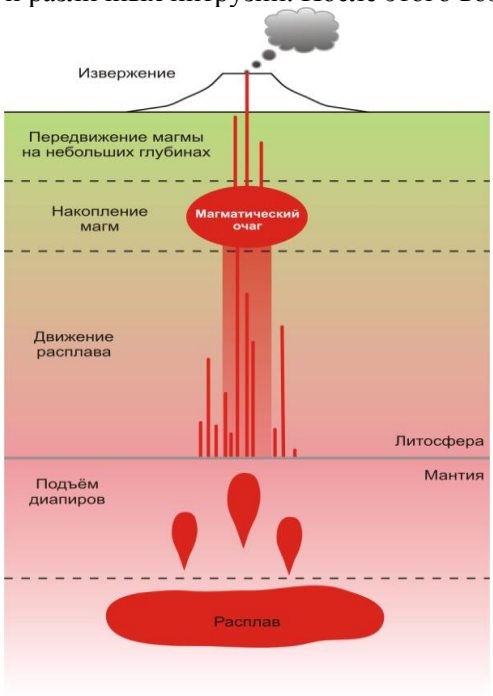


Рис. 3. Схематическое представление процесса формирования вулканической системы

По мере продвижения магмы в литосфере происходит растрескивание вмещающих пород. На микроскопическом уровне это хрупкое разрушение, которое носит случайный характер и сопровождается акустической эмиссией и слабыми землетрясениями. Высокочастотный характер этих событий делает практически невозможным их регистрацию на больших глубинах. Перемещения магмы в пределах земной коры, как правило, сопровождаются сейсмическими событиями, вулканическими землетрясениями.

Вулканическая сейсмология – это изучение сейсмических колебаний, возникающих в результате развития вулканических процессов, таких как перемещения магмы в магматической питающей системе, газовой или флюидной компонент в гидротермальной системе. Все известные методы и подходы сейсмологии применимы и к вулканической сейсмологии с поправкой на некоторые особенности: незначительные магнитуды, возможные сильные помехи (например, сейсмичность ледников покрывающих вулканическую постройку), особенности рельефа. На вулканах происходят особые типы сейсмических событий (вулканические дрожания, длиннопериодные события) требующие специальной интерпретации для определения физические механизмов источников [Parfitt, Wilson, 2008]. Изучение различных типов вулканических землетрясений позволяет объяснить физику процессов, происходящих в магматической питающей системе, однозначно связать их с определенным механизмом в источнике и таким образом получить информацию о состоянии вулкана. Классификация вулканических землетрясений начинается с вулканотектонических событий (VT), наиболее часто наблюдаемых землетрясений. Характерные записи мелкофокусного и глубокого вулканотектонических событий показаны на рис. 4. Это короткопериодные события, возникающие в результате хрупкого разрушения горных пород связанного с движением магмы и изменением напряжённо-деформированного состояния среды. Для вулканотектонических землетрясений характерно чёткое вступление высокочастотных *P* и *S* волн, максимумы в спектрах на частотах выше 5 Гц, короткая кода.

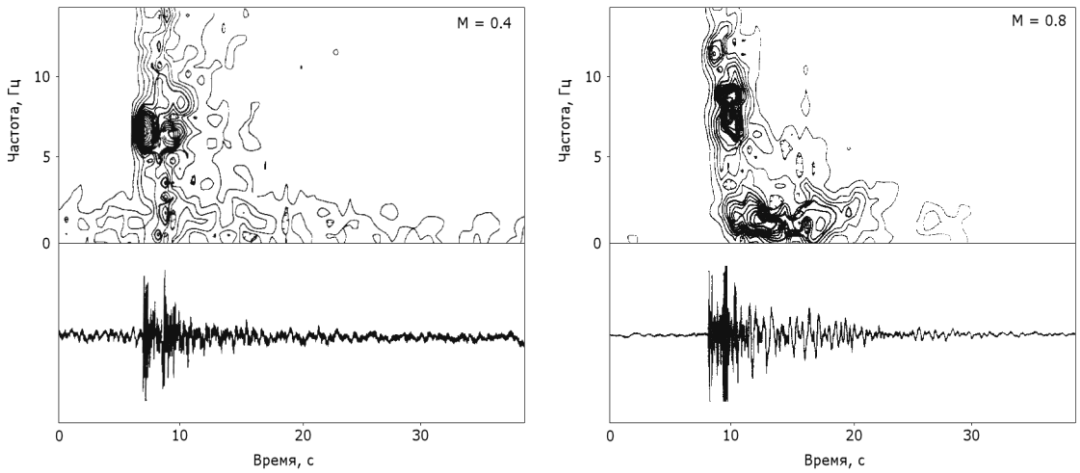


Рис. 4. Спектрограммы и записи неглубокого (слева) и глубокого (справа) вулканотектонических землетрясений, по материалам [Lahr et al., 1994]

От обычных тектонических землетрясений они отличаются только тем, что причиной их возникновения являются перемещения магматических расплавов в очагах и питающих каналах вулканов. Локализация гипоцентров слабых вулканических землетрясений даёт нам наиболее ценную информацию о том, в какой части магматической питающей системы происходит наиболее интенсивное движение, фактически наблюдая за пространственным распределением гипоцентров можно в буквальном смысле проследить перемещения магмы. Окружающие магматические очаги и магматические камеры активных вулканов вмещающих породы также являются постоянными источниками вулканотектонических землетрясений. Большинство таких событий происходит в зоне частичного плавления и трещинообразования на границах магматических структур. Это может привести к раскрытию новых трещин и активизации старых вокруг области накопления магмы. Слабые сейсмические события оконтуривают их и дают представление о форме и размерах и положении в пространстве магматических очагов (рис. 5).

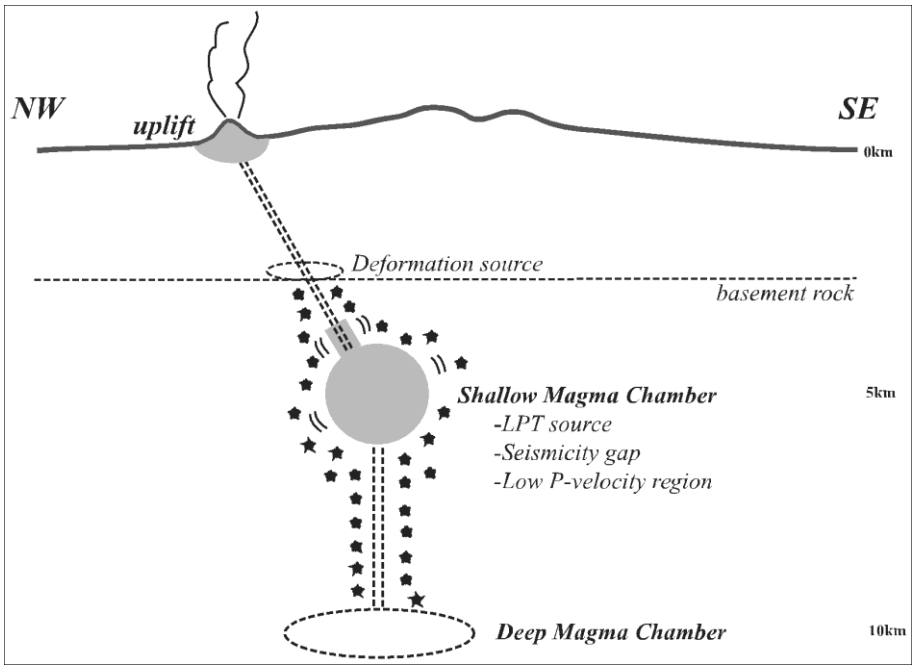


Рис. 5. Результаты оценки размеров и пространственного положения магматической камеры вулкана Усу по данным [Yamamoto et al., 2002]

Данный подход к решению проблемы локализации магматических структур реализован на примере Ключевской группы вулканов. В качестве исходных данных были взяты результаты натурных наблюдений, отраженные в региональном каталоге Камчатского филиала ГС РАН. Результаты анализа приведены на рис. 6 – 8. Видно, что регистрируемые слабые вулканотектонические землетрясения (энергетический класс менее 5), происходящие в окрестности магматических структур, вычленяют в

пространстве глубинный магматический очаг Ключевского вулкана (рис. 6) и близповерхностные магматические камеры соседних вулканов Ключевской и Безымянный (рис. 7) [Собисевич, 2010].

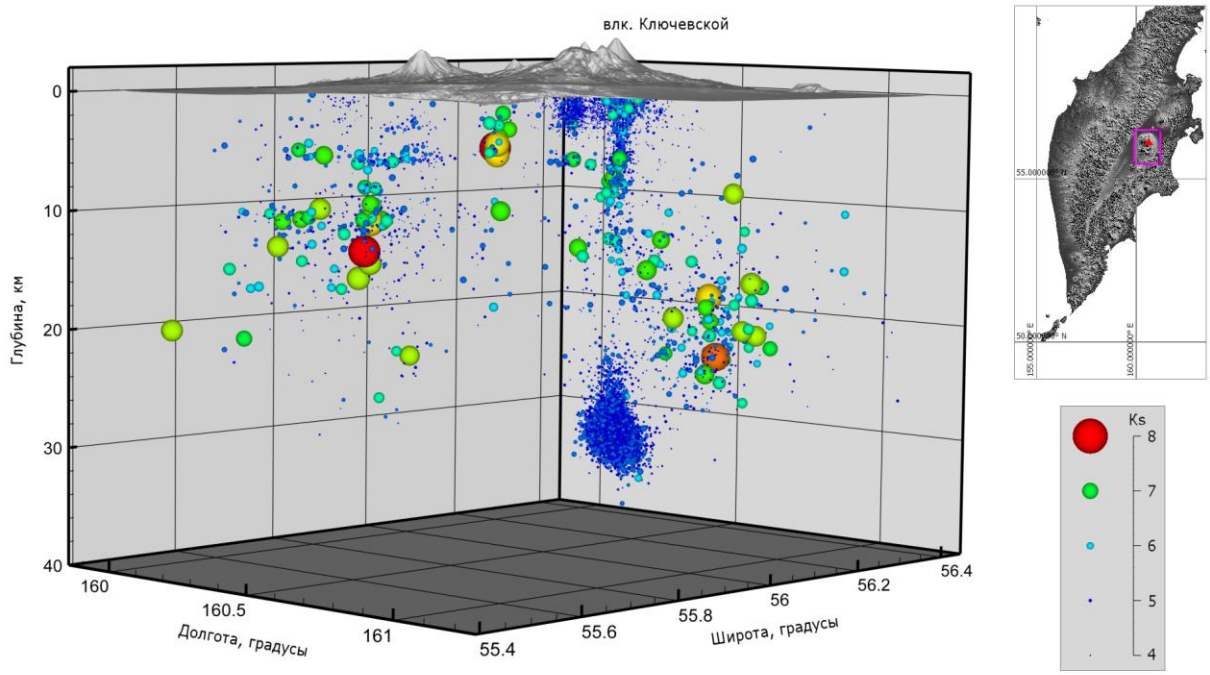


Рис. 6. Пространственное распределение гипоцентров местных землетрясений в районе Ключевской группы вулканов в 2001–2007 гг. по данным регионального каталога Камчатского филиала ГС РАН. Слабые вулканотектонические землетрясения (энергетический класс менее 5), происходящие в окрестности магматических структур фактически оконтуривают глубинный магматический очаг Ключевского вулкана и близповерхностные магматические камеры вулканов Ключевской и Безымянный. Использована цифровая модель рельефа SRTM-3 [Jarvis, Reuter et al., 2006]

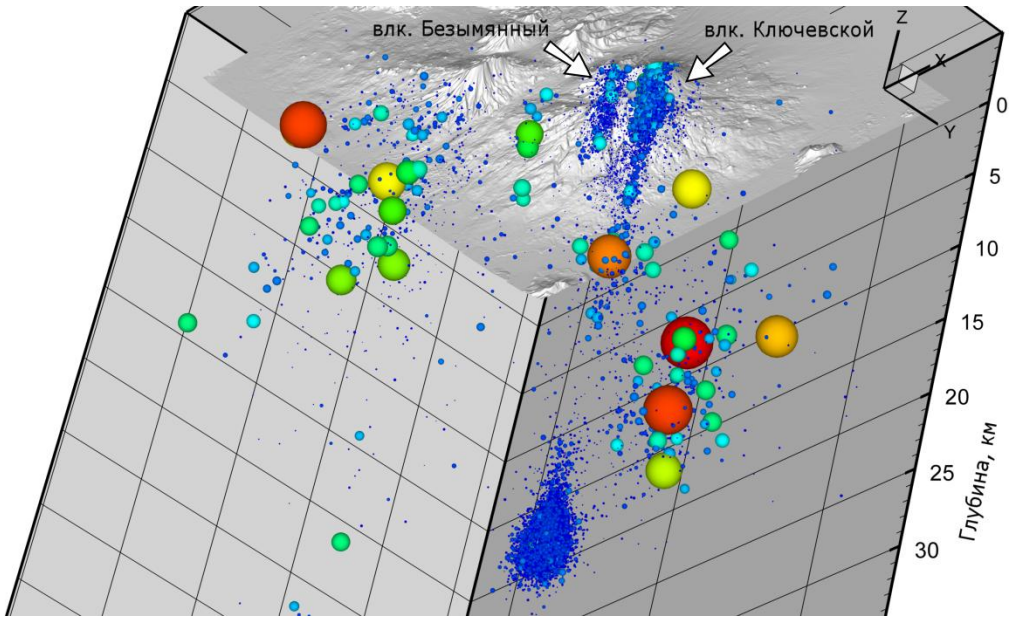


Рис. 7. «Вид снизу» на Ключевскую группу вулканов. Близповерхностные магматические питающие системы вулканов Ключевской и Безымянный чётко разделяются

Отметим, что данные сейсмического мониторинга позволили одновременно провести и временной анализ развивающегося вулканического процесса, который определяет скорость подъема магмы, трансформацию магматических камер и магматической питающей системы (рис. 8).

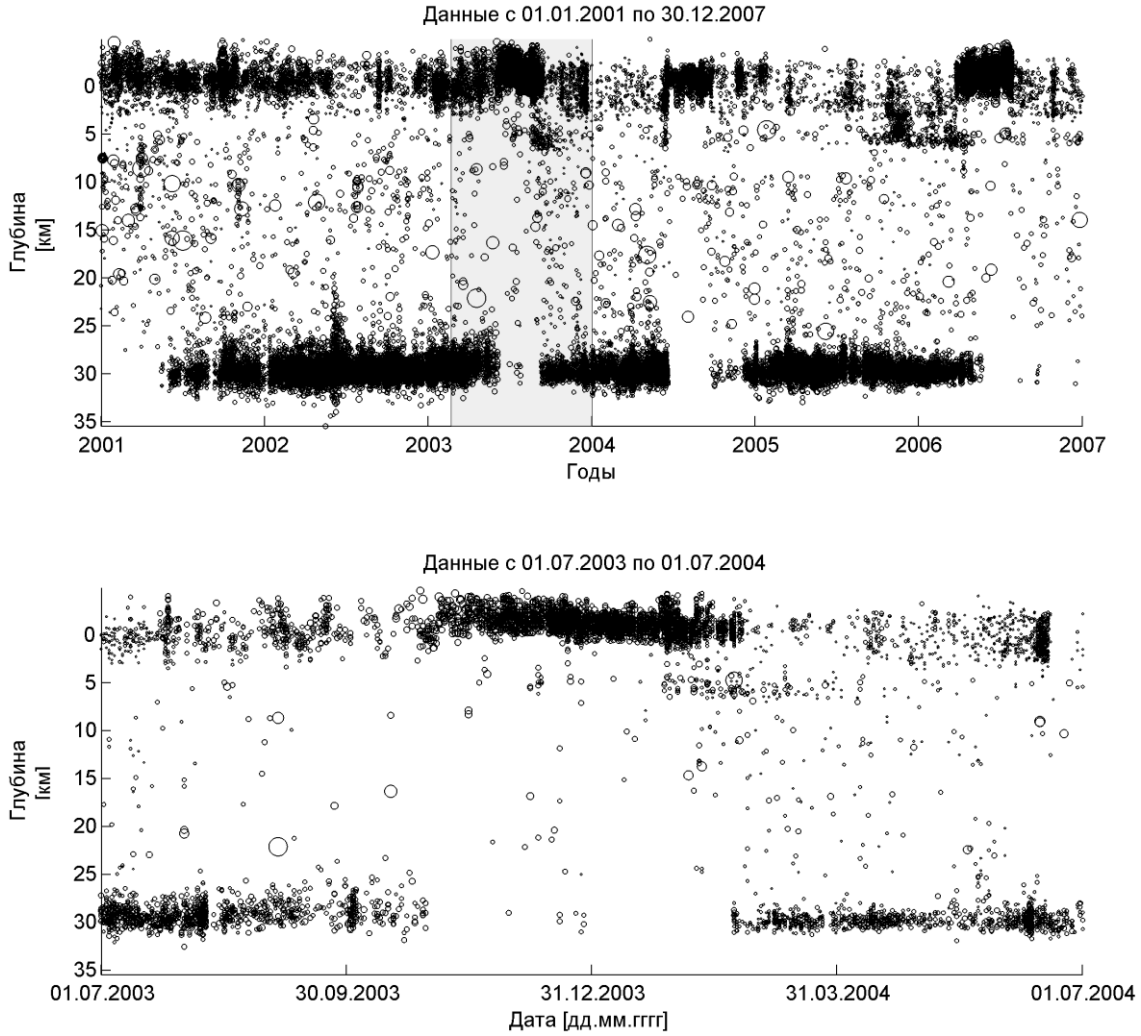


Рис. 8. Зависимость глубины гипоцентров сейсмических событий КГВ от времени

Таким образом, данные вулканической сейсмологии постоянно дополняют и уточняют наши представления о магматической питающей системе Ключевской группы вулканов (рис. 9) [Федотов, Жаринов и др., 2010].

Сопоставляя приведенные выше результаты можно отметить, что современные методы и подходы, используемые в задачах глубинного анализа сложно построенных геологических структур, составляют в целом полномасштабную технологию комплексного мониторинга структуры магматических образований в районах вулканических центров и на прилегающих территориях. Эта технология позволяет решить ряд сложных фундаментальных геолого-геофизических задач, имеющих и практическую значимость [Собисевич, 2010]. Движение магмы в магматическом канале, как правило, неравномерное. Вибрации стенок питающего канала приводят к появлению другого класса вулканических землетрясений, называемых гармоническим вулканическим дрожанием. К этому классу относят также низкочастотные квазигармонические сейсмические события «второго типа» – длиннопериодные (LP) и сверхдлиннопериод).

Длиннопериодные события (LP) и сверхдлиннопериодные события (VLP) – вулканические землетрясения с характерными периодами 0.2 – 2 с и 2 – 100 с соответственно характеризующиеся нечётким вступлением, отсутствием вступлений вторичных волн и гармонической кодой. Процессы, ответственные за появление таких сигналов обусловлены осцилляциями во флюидно-магматической системе, включая акустические эффекты, возникающие в результате флуктуаций течения жидкой компоненты в питающем канале [Modeling…, 2012]. Квазигармонический характер этих сейсмических событий обусловлен резонансными явлениями в магматических и гидротермальных системах, которые для вулканологии являются скорее нормой, чем исключением [Chouet, 1986; Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., 2001; Собисевич, Руденко, 2005]. Резонансы в вулканических системах с открытым каналом регистрировались также инфразвуковом диапазоне при проведении натурных измерений на вулкане Килауэа [Fee et al., 2010]. На широкополочных сейсмометрах резонансные колебания в основном наблюдаются в виде сигналов LP (0.5 – 5 Гц) и VLP (0.01 – 0.5 Гц).

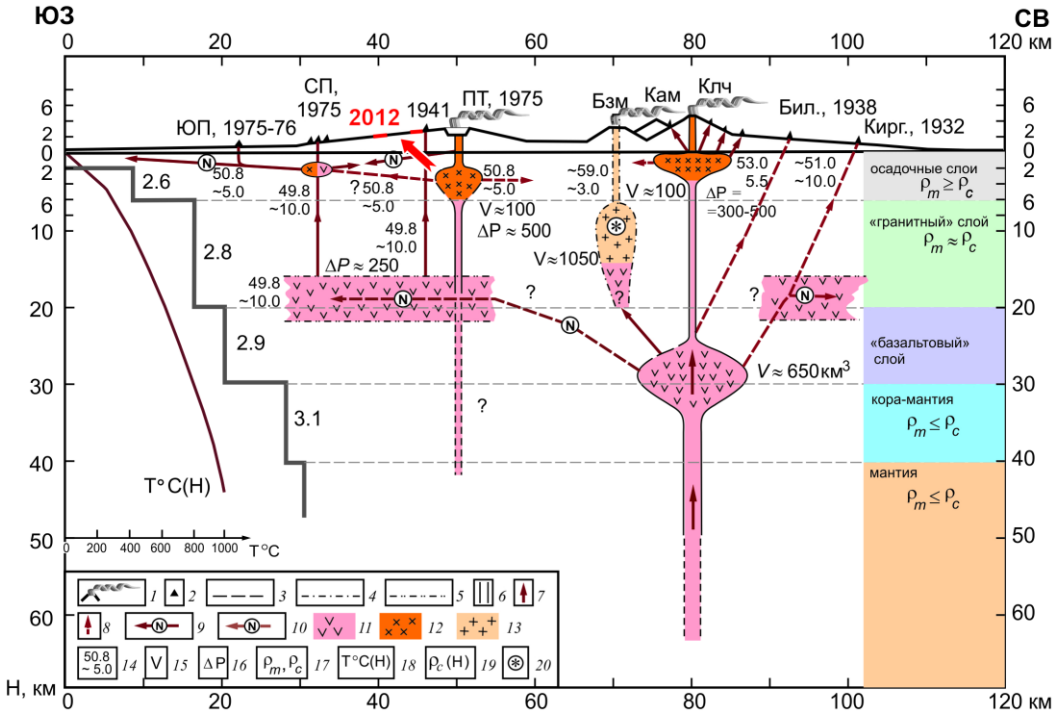


Рис. 9. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (КГВ): современное строение, перемещение и накопление магм. Геофизическая модель. Вертикальный разрез вдоль осевой линии КГВ. 1 – действующие вулканы; 2 – конуса моногенных извержений 1930–2008 гг.; 3 – границы базальтовых магматических очагов; 4 – граница возможного источника андезитовых магм вулкана Безымянный; 5 – возможные границы областей накопления и перемещения магнезиальных базальтов; 6 – вертикальные магматические каналы; 7 – наблюдавшиеся места подъема магм; 8 – возможные линии подъема магм; 9 – наблюдавшиеся перемещения магмы в слоях нейтральной плавучести; 10 – возможные перемещения магм в слоях нейтральной плавучести; 11 – магнезиальные базальты; 12 – глиноземистые базальты; 13 – андезиты; 14 – содержание SiO_2 и MgO в магмах, %; 15 – объём магматических очагов, км^3; 16 – избыточное магматическое давление, бар; 17 – плотности магм и пород, г/см^3; 18 – изменение температуры среды с глубиной, T °C (H) км; 19 – изменение плотности пород с глубиной, г/см^3 [Федотов, Жаринов и др., 2010]

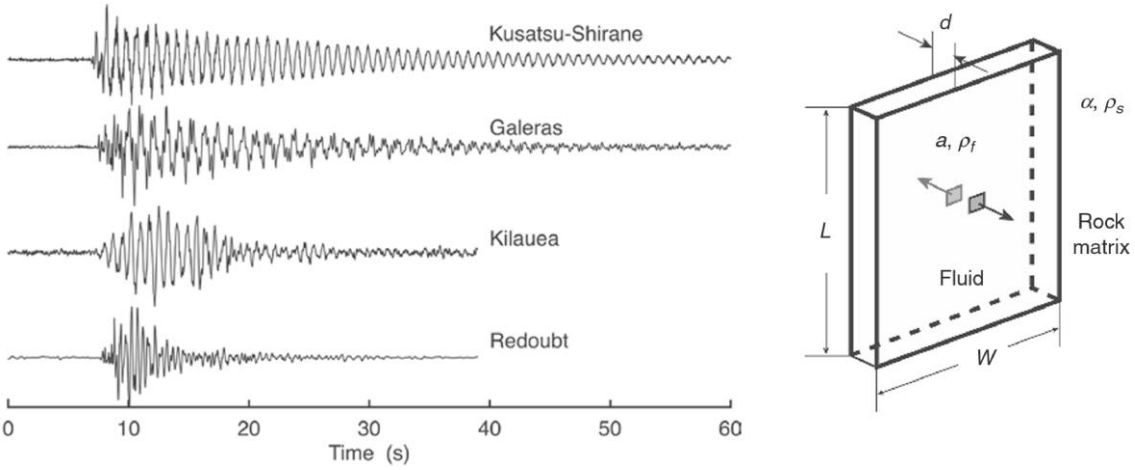


Рис. 10. Длиннопериодные события для разных вулканов объединяют характерные особенности: гармонические колебания в коде и обогащённое высокими частотами вступление. Постановка задачи для модели трещины, заполненной флюидом (fluid-filled crack model). Трещина длиной L, шириной W и толщиной d заполнена флюидом. Скорость звука во флюиде a и плотность ρ_f. Трещина расположена в упругой среде, где скорость продольных волн α и плотность ρ_s. Возбуждение колебаний происходит в результате изменения давления, приложенного о ограниченных областях симметрично на бортах трещины [Chouet, 1986]

Существует целый ряд моделей для объяснения процессов, порождающих сейсмические сигналы LP и/или VLP. Генерация сигналов LP хорошо объясняется с позиций акустических колебаний трещин, заполненных флюидом (модель для трещины, заполненной флюидом или fluid-filled crack

model, рис. 10) [Modeling…, 2012]. Однако для лучшего понимания поведения флюидов ответственных за появление этих сигналов необходимо проводить дополнительные лабораторные эксперименты. Наиболее полный перечень сейсмических сигналов, регистрируемых на активных вулканах, приведен на рис. 11. Помимо рассмотренных вулканических дрожаний, LP и VLP, следует отметить вулканические землетрясения смешанного типа (Hybrid), поверхностные источники сейсмических сигналов (взрывы, камнепады, пирокластические потоки, ледниковые землетрясения), а также ветровые, морские и техногенные шумы.

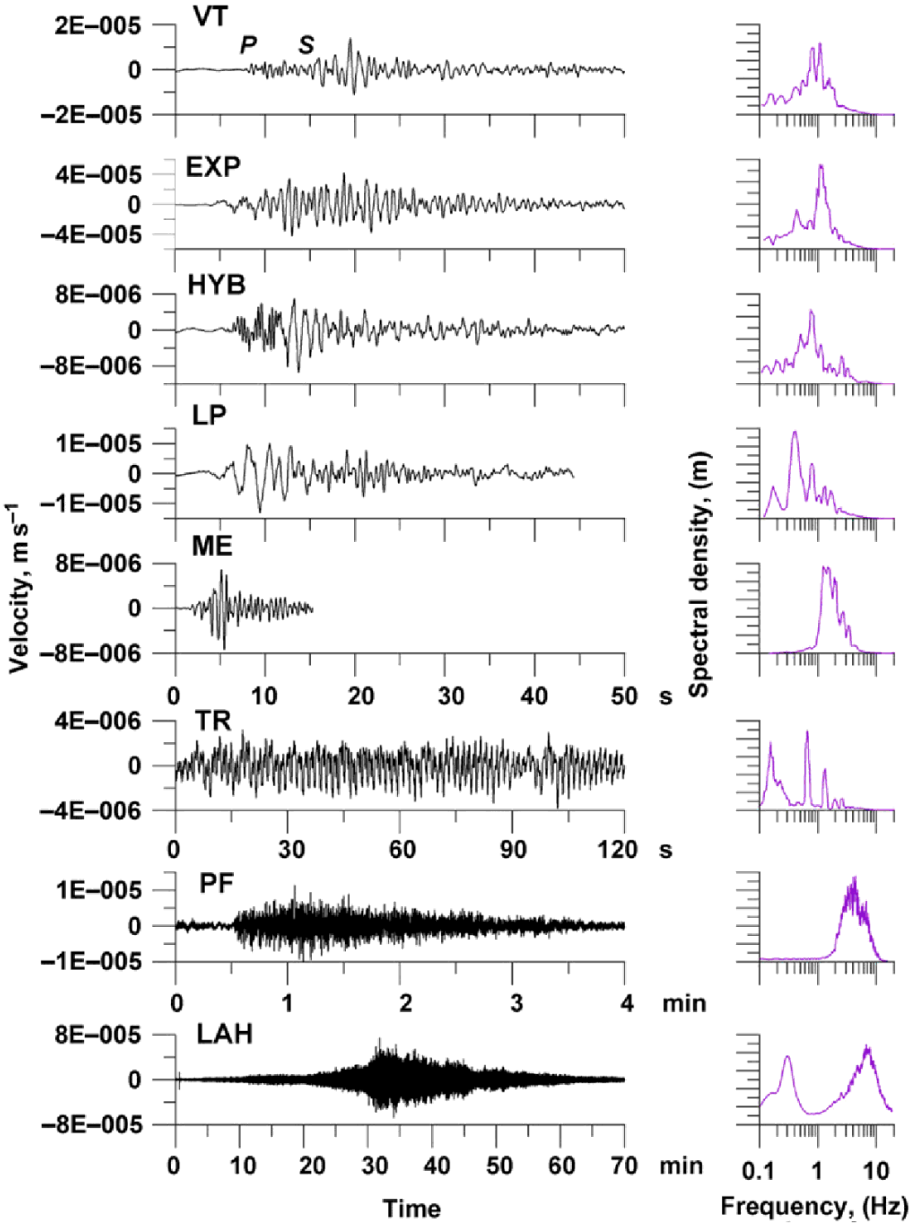


Рис. 11. Сейсмические сигналы (вертикальная компонента колебательной скорости) и соответствующие им спектры, зарегистрированные в период активизации вулкана Колима (Мексика). Обозначения: VT – вулканотектонические землетрясения, EXP – сигналы взрывного типа во время извержения, HYB – события смешанного типа, связанные в основном с выбросами водяного пара, LP – длиннопериодные сигналы, ME – микроземлетрясения, сопровождающие процессы экструзии и взрывную вулканическую деятельность, TR – вулканические дрожания, PF – сигналы, связанные с движением пирокластических потоков или камнепадов, LAH – сигналы, связанные с движением лахаров по склонам вулкана. Данные получены с помощью широкополосной сейсмостанции на расстоянии 4 км от вулканической постройки [Zobin, 2011]

Следует отметить, что длиннопериодные землетрясения исключительно полезны в краткосрочном прогнозе вулканической деятельности поскольку частота их появлений и амплитуда гармонических колебаний свидетельствуют о нарастании давления в магматической питающей системе непосредственно перед извержением. Собственно нарастание сейсмической активности в районе вулканической постройки и является одним из самых ранних предвестников возможного извержения.

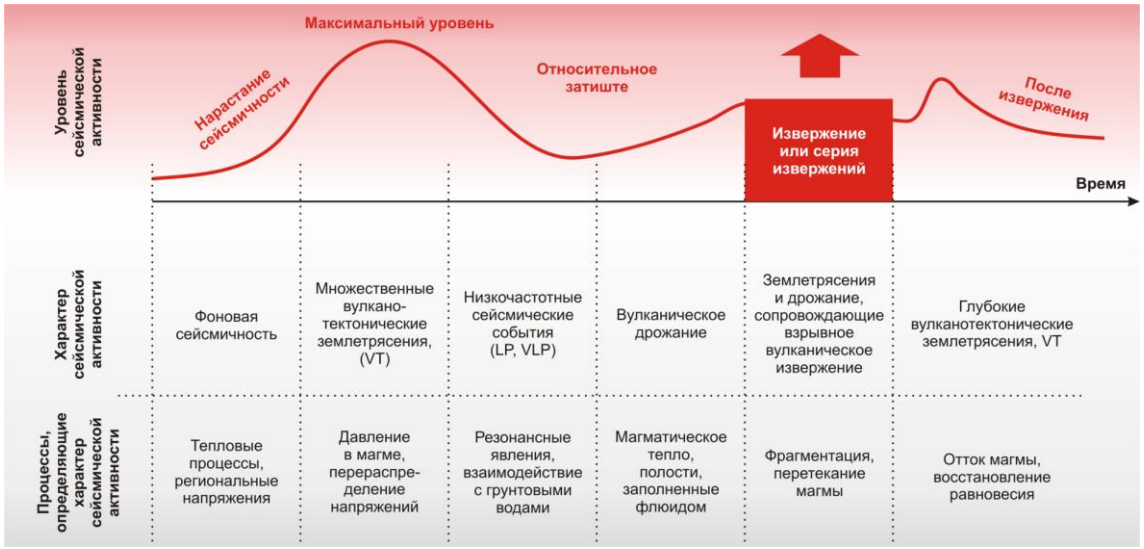


Рис. 12. Характерные особенности проявления вулканической сейсмичности, которые могут возникать на интервалах времени от месяцев до часов перед извержением (по материалам работы [McNutt, Benoit, 1995])

Одна из основных задача сейсмического мониторинга активных вулканов состоит в выявлении характерных сценариев (рис. 12) поведения для каждого конкретного вулкана, в основном на основе пополняемого архива экспериментальных данных. Следует признать, что для подавляющего большинства активных вулканов Земли данных таких накоплено ещё недостаточно. Прежде всего, это связано с тем, что лишь ограниченное число активных вулканов оборудовано системами сейсмологических наблюдений.

Даже «сейсмическая сеть» состоящая из одного вертикального сейсмометра способна работать как счётчик вулканических землетрясений. На основании данных сети из 4 – 6 приёмников можно с высокой точностью определять гипоцентры вулканических землетрясений, получать решения для механизмов очагов этих событий и даже частично решать задачи сейсмической томографии. Боле плотные сети широкополосных трёхкомпонентных приёмников позволяют успешно применять для изучения особенностей глубинного строения вулканических систем сейсмические томографические методы [Tikhotsky, Achauer, 2008, 2009; Тихоцкий, Ахауер, 2011; Koulakov, 2009; Koulakov et al., 2011, 2012].

Однако для решения задач мониторинг вулканов и поиска признаков вулканической активизации можно использовать и упрощённые подходы. Так в практике наблюдений на вулканологической обсерватории на Аляске нашёл применение метод оценки сейсмической амплитуды в реальном времени (Real-time Seismic-Amplitude Measurement, RSAM, http://www.avo.alaska.edu/rsam/).

Разработанный в ГС США для обобщённого представления сейсмичности в периоды повышенной вулканической активности метод позволяет оценить её вариации в реальном времени на основе расчёта средней амплитуды сигнала с одиночных сейсмоприёмников. Поскольку в периоды повышенной вулканической активности сейсмичность обычно достигает уровня, при котором одиночные сейсмические события сложно различить друг от друга, сейсмограммы дают лишь часть информации и не позволяют сделать оперативный количественный анализ ситуации. Несмотря на то, что существует несколько систем регистрации землетрясений в реальном времени, большинство из них неспособны представить количественную информацию в периоды интенсивной сейсмичности активности, которая обычно имеет место непосредственно перед извержением, когда количественная информация наиболее востребована. Алгоритм RSAM рассчитывает и сохраняет среднюю амплитуду перемещений, вызываемых землетрясениями и вулканическими дрожаниями на десятиминутном интервале времени. Увеличение амплитуды вулканических дрожаний или частоты событий и их магнитуды вызывают возрастание величины RSAM, что даёт меру «общей сейсмической активности» (рис. 13).

К недостаткам данного метода можно отнести то, что в нём не разделяются вулканическая сейсмичность и помехи от других источников, таких как ветер, техногенные шумы или региональные землетрясения. Лучшие результаты метод даёт в периоды вулканического беспокойства, когда вулканические землетрясения доминируют над помехами различной природы. Также условные величины RSAM нельзя сравнивать для разных сейсмостанций.

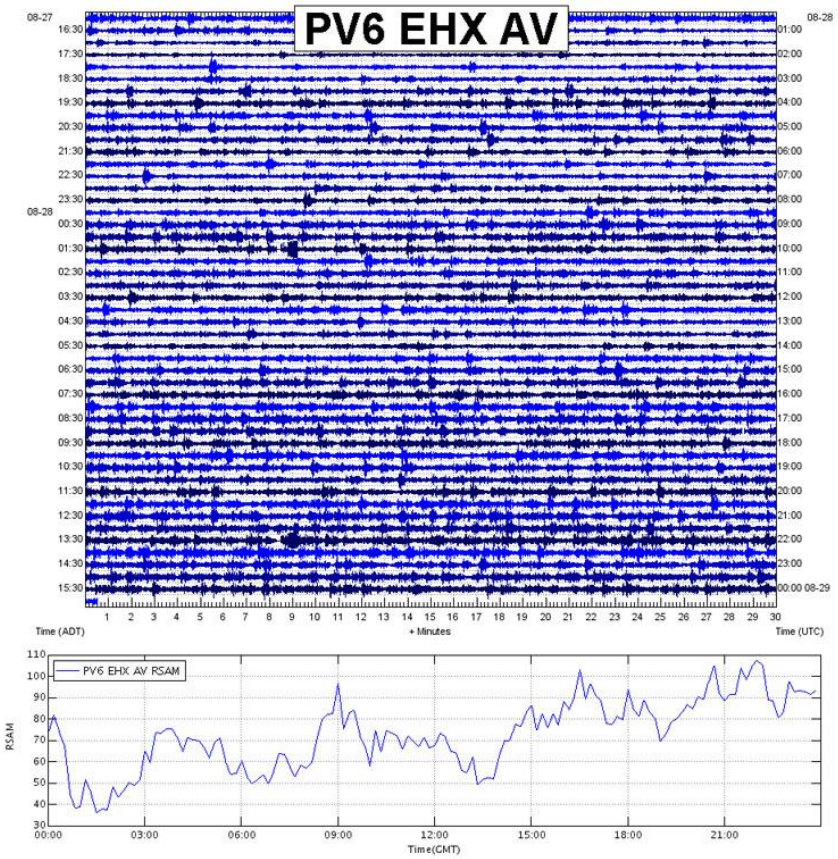


Рис. 13. Пример использования метода оценки сейсмической амплитуды в реальном времени (RSAM) для вулкана Павлова (Аляска, http://www.avo.alaska.edu/rsam/)

Сейсмические методы изучения глубинного строения вулканов являются одним из основных источников первичных данных о состоянии магматических структур и опасных изменениях этого состояния. В тоже время вулканическая сейсмология практически ничего не может сказать о том, каковы будут объёмы, продолжительность и характер возможного извержения. Подъём магматических расплавов может в ряде случаев происходить практически незаметно, не сопровождаться нарастанием сейсмичности. Причиной такого явления может быть наличие открытого канала или очень малые скорости протекания деформационных процессов в среде. Кроме того возможны и «ложные срабатывания», то есть возникновение множественных вулканических землетрясений, за которыми не следуют извержения. Не заканчивающиеся извержением эпизодв возникновения роев вулканотектонических землетрясений в сочетании с увеличением выхода углекислого и сернистого газов могут быть связаны с внедрением интрузий (даек и силлов) на небольших глубинах, а также процессами в гидротермальной системе вулкана.

Мониторинг активных вулканов с применением комплекса геолого-геофизических методов и данных дистанционного зондирования преследует как минимум две цели: расширить наши представления о глубинном строении магматической питающей системы и следить за признаками вулканической активизации. Эти два процесса тесно взаимосвязаны, чем больше мы знаем о конкретном вулкане, тем большим смысом наполняются наблюдаемые индикаторы его активизации и возможного приближающегося извержения.

Традиционно, мониторинг вулканов включает в себя проведение измерений непосредственно на вулканической постройке и в её окрестностях. К сожалению, решение «тактических» задач мониторинга в полевых условиях сталкиваются с проблемой уязвимости мест установки приборов в силу действия природных, а иногда и антропогенных факторов. К техническим проблемам следует отнести и доступ к результатам измерений, которые могут накапливаться самими регистраторами (и их нужно периодически снимать) или передаваться по радиоканалу (радио-Ethernet, спутниковая связь). Последнее подразумевает установку на каждой точке передающей системы. Обеспечение электропитания сейсмостанции подразумевает периодическую замену аккумуляторов и возможно дополнительную установку солнечных батарей. Важно отметить, что в случае катастрофического извержения оборудование вполне может быть уничтожено. Однако наиболее вероятный сценарий потери оборудования – противоправные действия третьих лиц. По этим причинам количество вулканов, оборудо-

ванных современными сейсмостанциями, значительно меньше возможного. Постепенно всё большее число вулканов оснащаются постоянно действующими сейсмостанциями – вулканологическими обсерваториями.

В рамках исследований возможности возобновления вулканической активности на Северном Кавказе (Эльбрусский вулканический центр) в 2001 г. учёными Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН при поддержке Института ядерных исследований РАН и Кабардино-Балкарского государственного университета им. Х.М.Бербекова Министерства образования и науки РФ были начаты работы по созданию комплексной геофизической обсерватории на территории Кабардино-Балкарии. В задачи обсерватории изначально входили непрерывные инструментальные наблюдения наклонов земной поверхности, сейсмичности и магнитных вариаций. С использованием полученных данных были исследованы приливные деформации, отражающие структурные особенности геологической среды в районе Эльбрусского вулканического центра, связанные с наличием магматических образований [Собисевич, Гриднев и др., 2008].

Эльбрус расположен в длительно развивающемся вулканическом центре сложного строения и разных типов извержений. Спокойно изливавшиеся лавовые потоки закономерно перемежаются в разрезе с отложениями раскаленных лавин, покрывавшими сотни квадратных километров прилегающих территорий. Находящийся в настоящее время в состоянии покоя Эльбрус, как и любой активный вулкан, представляет определённую опасность для населения и экономики региона. Вулканическая опасность может стать причиной геоэкологических и связанных с ними техногенных катастроф, которые могут быть тем значительнее, чем дольше период покоя активного вулкана. Так было с вулканом Невадо-дель-Руис (Колумбия), во многом подобном Эльбрусу (таблица 1). После 140-летнего периода покоя вулкан активизировался в 1985 году, причинив материальный ущерб в 212 млн. долларов и унеся более 23 тыс. человеческих жизней.

Таблица 1. Сравнительные характеристики вулканов Невадо-дель-Руис (Колумбия) и Эльбрус (Россия)

Признаки	Невадо-дель-Руис	Эльбрус
Абс. высота, м	5400	5642
Относит, высота, м	1300	2000
Высота боковых паразитических прорывов, м	4900	3200 – 5200
Структурная позиция	Ось орогенного поднятия	Ось орогенного поднятия
Фундамент	Кристаллические породы палеозоя	Кристаллические породы палеозоя
Тип вулкана	Стратовулкан	Стратовулкан
Состав пород	Андезиты, дациты	Андезиты, дациты, риодациты
Оледенение	Кратер и склоны покрыты льдом	Кратер и склоны покрыты фирном и льдом
Извержения	1. 1595 г. – эксплозивное, грязевые потоки. 2. 1828-1845 гг. активизация, слабые извержения. 3. 1985 г. – эксплозивное, грязевые потоки.	1. 1100 – 1500 гг.-лавовые, слабые эксплозии, грязевые потоки (?). 2. 1900 – 2010 гг. - периодическая активизация фумарольных проявлений.

В среднем период покоя вулкана перед очередным катастрофическим извержением составляет около 900 лет. Последний перерыв в активной вулканической деятельности Эльбруса близок к этой величине. Подобно вулкану Невадо-дель-Руис, главной причиной бедствий даже при незначительном извержении Эльбруса может стать таяние Эльбрусских ледников, составляющих по разным оценка от 6 до 12 км^3. Их резкое таяние приведет к катастрофическим затоплениям грязевыми потоками долин рек Кубани, Малки и Баксана. Последняя известная активизация вулкана относится к позднему голоцену и делится на три стадии. Заключительная стадия (примерно, от 1000 до 800-400 лет назад) состоит не менее чем из шести извержений. Позднеголоценовый ритм вулканизма развивался от андезито-дацитов к дацитам и вплотную приблизился к составу пород, характерных для катастрофических извержений (риодациты).

Согласно установленной закономерности развития подобных вулканических центров, дальнейшее течение событий на Эльбрусе может происходить по одному из двух вариантов: продолжение

преимущественно лавовых излияний с обратным ходом изменения состава пород в сторону андезитов или же сильные, взрывные извержения с образованием раскаленных лавин, потоков и покровов. Большая длительность перерыва в вулканической деятельности не исключает эксплозивного характера возможного извержения.

Данные наблюдений последних лет свидетельствуют о современной активности вулкана [*Лаверов и др.,* 2005]. При выполнении полевых работ на вулканической постройке сотрудники нашей экспедиции отмечали наличие тепловых аномалий и газовых эманаций на восточной вершине, проявлений фумарольной деятельности в привершинной части Эльбруса. Это подтверждается также и данными, полученными с помощью метода теплового дистанционного зондирования, основанного на бесконтактном определении температуры поверхности объекта или среды. Температурное поле земной поверхности представляет своеобразный информационный слой, на который проецируются: вещественно-структурные неоднородности от поверхности до глубины проникновения суточных/годовых колебаний температуры; эндогенные процессы – тепломассоперенос (флюидодинамика) в верхних слоях земной коры, а также экзогенные источники тепла. Первые два из перечисленных факторов прямо или косвенно отражают глубинное строение Земли и нестационарные процессы в верхних слоях земной коры.

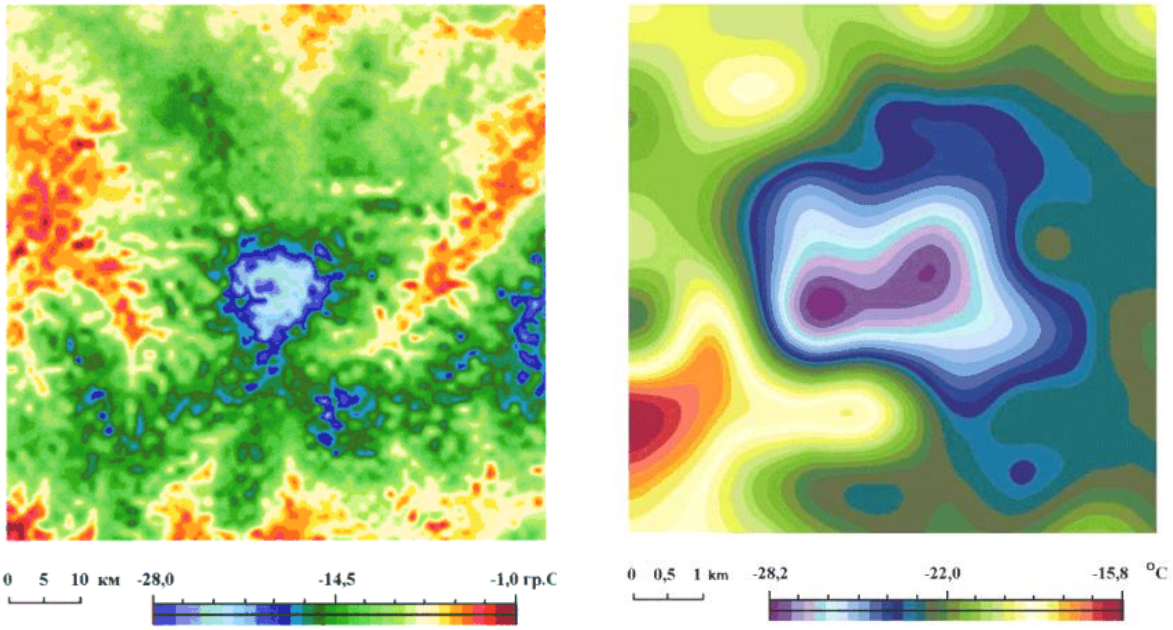


Рис. 14. Температура земной поверхности в районе Эльбрусского вулканического центра по данным со спутника NOAA

Техническими средствами, которые могут быть использованы при решении поставленных задач, сегодня являются информационно-измерительные системы космического, авиационного и наземного базирования. В настоящее время космические средства теплового дистанционного зондирования (ТДЗ) размещены на спутниках «Ресурс», NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), LANDSAT и других. На рис. 14 приведены изображения участка земной поверхности в районе Эльбрусского вулканического центра с градациями 0.84°С, построенные по фрагменту теплового снимка со спутника NOAA (24.02.1998). Изображения построены на основе калиброванных исходных данных с коррекцией, учитывающей дифференциацию спектральных характеристик поверхности (поверхностных неоднородностей). Существенный перепад температур (-27°С и -13.6°С) преимущественно отражает расчлененность рельефа и вариации теплофизических свойств верхнего слоя земной поверхности. Специализированные алгоритмы обработки позволяют более четко локализовать центр тепловозмущающего объекта (группы объектов). Об этом свидетельствует выделение двух вершинных кратеров вулкана Эльбрус, не проявленных на исходном снимке. Разница температур в 0.5^{o}С для западной и восточной вершин не связана с рельефом (их высота практически одинакова), а обусловлена иными процессами. В частности, это может быть связано с фумарольной деятельностью на восточной вершине, приведшей к локальному повышению температуры поверхности [*Лаверов и др.,* 2005].

Анализ опубликованных данных показал, что температурные аномалии эндогенного происхож-

дения имеют порядок первых градусов, а выявляются они по нескольким разновременным сериям измерений (дневным, ночным, разносезонным) с представительной статистической выборкой.

Достаточно высокая температурная чувствительность (0.12°C) измерений сканера AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) и высокое пространственное разрешение сканера TM (120 м), а так же применение интерполяционных моделей теплового поля источников, позволяют нам надеяться на уверенное выделение аномалий эндогенной природы, обусловленных влиянием предполагаемого глубинного магматического очага. Результаты обработки данных теплового дистанционного зондирования (ТДЗ) [Рогожин и др., 2001], по-нашему мнению, могут предоставить дополнительную информацию для подтверждения факта существования и оконтуривание магматического очага (очагов) в пределах Эльбрусского вулканического центра, а также для прогнозирования степени активности вулкана на основе сравнительного анализа архивных и текущих данных. Активизация глубинных вулканических процессов должна сопровождаться изменениями условий и режимов тепломассопереноса по разломам и трещинам различного масштаба в верхних горизонтах земной коры, что не может не отразиться на особенностях поверхностного температурного поля.

Конвективный перенос тепла в сейсмоактивных, флюидно-магматических системах активных вулканов позволяет получить дополнительную информацию о состоянии магматических структур, например на основе анализа процессов современного выноса тепла углекислыми минеральными источниками [Масуренков и др., 2009; Масуренков, Собисевич, 2010].

Поступление магмы в близповерхностный резервуар, особенно если этот процесс сопровождается деформациями, способствующими раскрытию и образованию трещин, может привести к повышенному выделению вулканических газов. Регулярный мониторинг объёмов выхода вулканических газов (в основном двуокиси углерода и двуокиси серы) – ещё один важный контрольный параметр вулканической активности. Для этого используют как непосредственный забор образцов из фумарол или из почвы с последующим анализом в лаборатории, так и аппаратуру для газового анализа в реальном времени. Последнее стало возможным благодаря компактным ИК спектрометрам (LI-COR), которые можно использовать непосредственно в полевых работах, а также с борта ЛА во время пролётов над вулканическим центром. Также в практике вулканологических наблюдений используются корреляционные спектрометры работающие в ультрафиолетовом диапазоне (COSPEC) и спектрометры Фурье инфракрасного диапазона (FTIR) [Parfitt, Wilson, 2008].

Запуски искусственных спутников Земли сделали возможным развитие целого ряда новых методов дистанционного зондирования (ДЗЗ), в частности – мониторинга вулканов. Современные инструментальные платформы орбитального базирования могут следить за состоянием поверхности Земли, изменениями цвета, текстуры и отражающей способности. Таким образом, например, гибель растительного покрова в результате выхода вулканических газов будет замечена даже на редко посещаемых вулканах.

Характеристики современных спутниковых платформ: околополярные орбиты на высотах 700 – 800 км над поверхностью, что обеспечивает возвращение в точку наблюдений каждые 16 суток. Широкий выбор детекторов с разрешением в несколько десятков метров позволяет наблюдать за изменениями температуры поверхности, концентрацией облаков пепла и вулканических газов в атмосфере (рис. 15).

Мониторинг концентрации двуокиси серы в атмосфере позволяет судить о масштабе вулканической деятельности и оценить её возможное влияние на изменения климата нашей планеты [Лаверов и др., 2005].

Тот факт, что магма должна перед извержением накопиться в промежуточном резервуаре и в конечном итоге подняться к поверхности, неизбежно приводит к деформациям и общему приподниманию вулканической постройки, своеобразному «вздутию вулкана» (volcano uplift). Наполнение магматической питающей системы можно проследить с использованием наземных наклонометрических и деформометрических станций, а также средств высокоточного глобального позиционирования. Интерпретация полученных данных, однако, представляет определённую сложность, поскольку магма может перетекая вызывать поднятие в одной части питающей системы и понижение в другой. При этом на поверхности регистрируется суммарный эффект, что зачастую усложняет однозначную интерпретацию полученных данных.

Технология IsSAR – ещё один дистанционный метод использующий данные радара для определения изменений расстояния до поверхности Земли по времени распространения электромагнитного сигнала от излучателя на спутнике до поверхности и обратно до приёмника на том же спутнике. Учёт фазовых характеристик радиосигнала позволяет отслеживать вертикальные перемещения поверхности с точностью до нескольких сантиметров, причём эти изменения определяются сразу на

всей сканируемой территории, а не для отдельных нескольких точек (как это бывает в наземных измерениях). Таким образом, сводная картина изменений высоты рельефа на исследуемой территории может быть получена с развитием во времени.

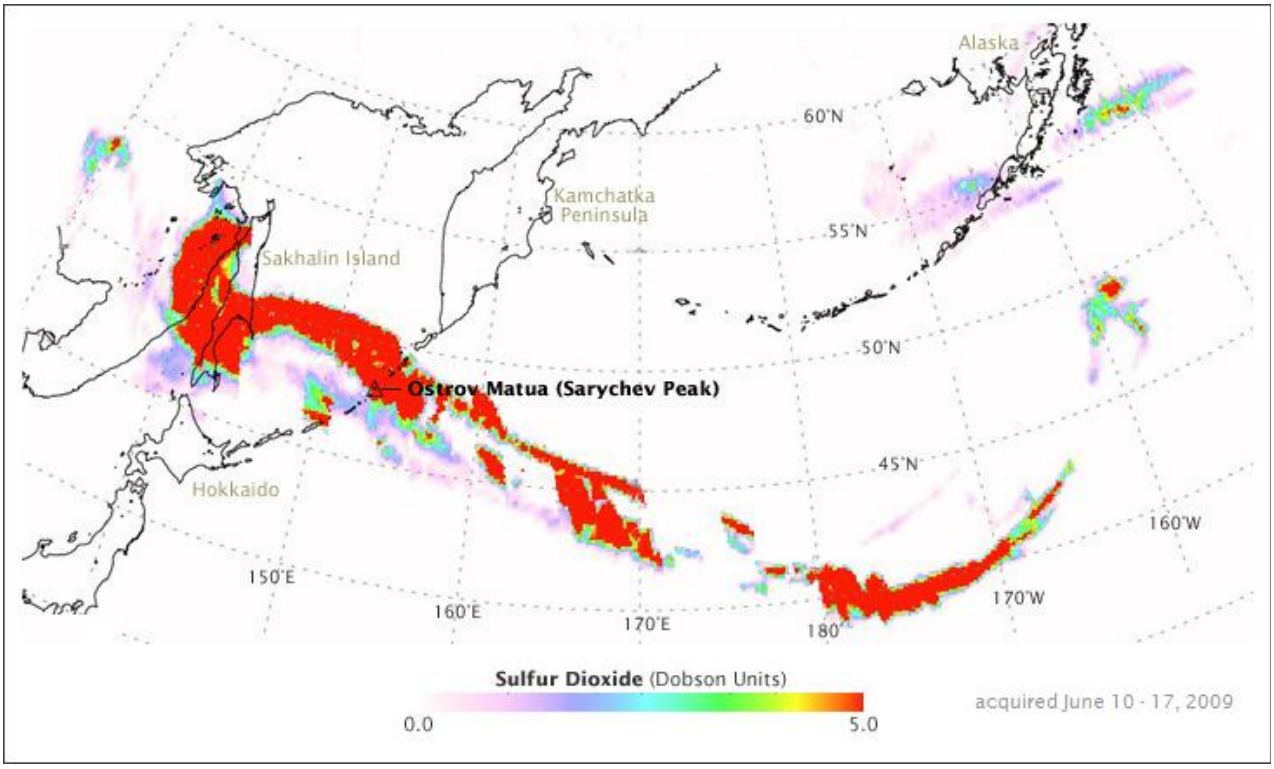


Рис. 15. В июне 2009 года на вулкане Пик Сарычева (о. Матуа, Курильские острова) произошло несколько извержений, вершина эруптивной колонны достигла высот 15 – 20 км. По данным озонового детектора (Ozone Monitoring Instrument, OMI), размещённого на борту ИСЗ Aura (NASA) газовое облако протянулось от острова Сахалин до берегов Аляски [http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=38975]

Пример (видео-файл продолжительностью 4 минуты). Восточно-Африканская рифтовая долина – геодинамически активный регион с большим количеством вулканических центров. Спутниковые радарные системы (спутник Envisat) могут определять перемещения поверхности с точностью до сантиметров с высоты около 800 км. Интерферометрический радиолокатор с синтезированной апертурой (Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR) – технология дистанционного зондирования при которой несколько «снимков» одного и того же района совмещаются с целью выявления незначительных изменений рельефа. Фазовые вариации принимаемого сигнала в результате интерпретации дают разноцветную картинку, называемую «SAR-интерферограммой» и показывающую динамику подъёма и проседания исследуемой территории. По данным Envisat спящий вулкан Лонгонот (Кения) поднялся на 9 см с 2004 по 2006 гг. Причиной такой деформации могла стать тектоническая активность связанная с глубинными перемещениями магмы [Biggs, Robertson et al., 2013].

В методе линеаментного анализа для оценки состояния глубинных структур литосферы в качестве исходных используются цифровые модели рельефа и/или снимки земной поверхности сделанные с высоким разрешением в различных частотных диапазонах. Особое место отводится при этом проблеме установления геологической природы основных линеаментов с последующим прогнозированием глубинного строения литосферы и выделением разномасштабных структурных неоднородностей. В рамках технологии, разработанной в ИФЗ РАН Ю.В. Нечаевым, в наших совместных работах была решена задача о выделении и оконтуривании локальных неоднородностей литосферы, потенциально связанных с магматическим очагом и магматической камерой вулкана Эльбрус [Нечаев, Собисевич, 2000].

Хорошо зарекомендовали себя в деле изучения глубинного строения вулканических районов данные, получаемые электромагнитными геологоразведочными методами. Результаты работ по Приэльбрусскому профилю [Арбузкин и др., 2002] методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) позволили выявить достаточно резкое снижение сопротивлений (до 40 Ом·м и ниже) на глубинах 5 – 10 и 30 – 60 км (рис. 15).

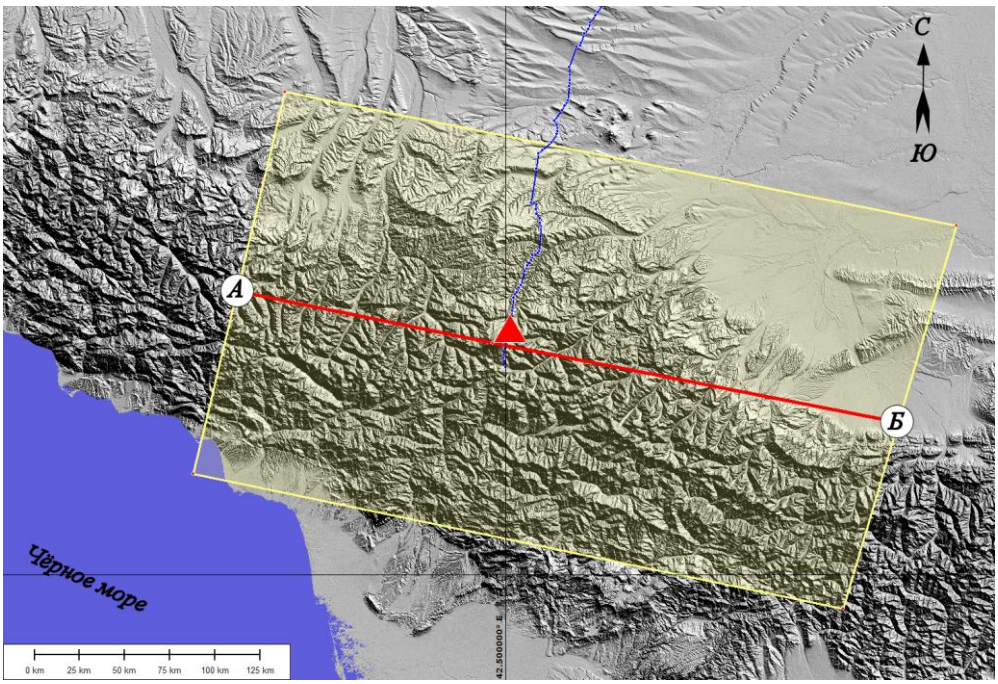


Рис. 16. Участок земной поверхности, выбранный для реализации метода линеаментного анализа (область карты выделена желтым оттенком). Красной линией показан профиль, по которому был выполнен вертикальный разрез поля тектонической раздробленности. На карте также показан Приэльбрусский профиль 2002 г. [Арбузкин и др., 2002] (синяя линия). Красным треугольником отмечено положение вулканической постройки Эльбруса. Для построения карты использована цифровая модель рельефа SRTM-3 [Jarvis, Reuter et al., 2006]

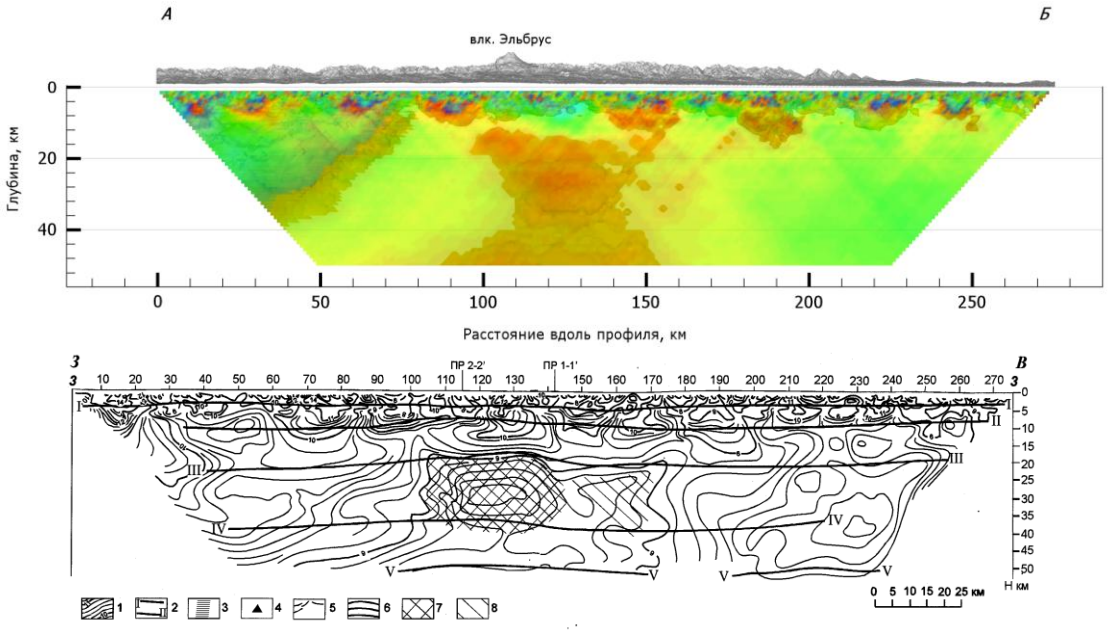


Рис. 17. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности, проходящий через вершину вулкана Эльбрус и ориентированный вдоль простирания Кавказа (профиль АБ). 1 – изолинии поля тектонической раздробленности литосферы (усл. ед.); 2 – близгоризонтальные границы раздела литосферы, выделенные по особенностям поля тектонической раздробленности: I – подошва верхней части коры, отделяющая верхний 5-километровый слой, характеризующийся максимальными горизонтальными градиентами рассматриваемого поля и минимальными размерами (2–5 км) выделяемых объектов, II – подошва слоя земной коры, в пределах которого характерные размеры выделяемых объектов составляют порядка 15–20 км (приурочена к глубинам порядка 10 км), III – подошва слоя земной коры с глубинами порядка 20 км и размерами объектов 25–30 км (отождествляется с подошвой коры гранитоидного типа), IV – подошва слоя земной коры с глубинами порядка 40 км и размерами объектов 30–35 км, V – подошва слоя земной коры с глубинами порядка 50 км (возможно, и глубже) и размерами выделяемых объектов более 60 км (отождествляется с границей Мохоровичича); 3, 4 – области расположения аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности: 3 – высокоаномальные, 4 – среднеаномальные [Нечаев и др., 2001]

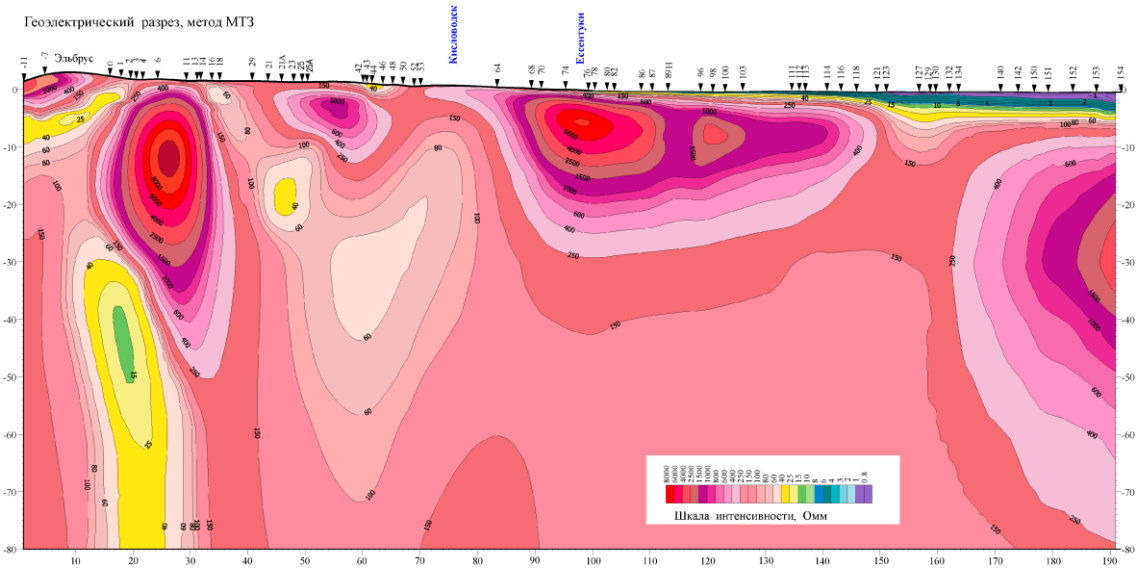


Рис. 15. Геоэлектрический разрез, отражающий интерпретацию данных, полученных методом магнитотеллурического зондирования по линии Приэльбрусского профиля. Горизонтальная ось – расстояние по профилю в километрах, вертикальная ось – глубина в километрах. Слева на разрезе – юг, справа – север. На рисунке нанесены изолинии равных сопротивлений [Арбузкин и др., 2002]

Эти данные вполне укладываются в рамки современных теоретических представлений, согласно которым увеличение температуры до 400 – 1000°С приводит к уменьшению сопротивления горных на несколько порядков [Лебедев и др., 1986]. Следовательно, область низких сопротивлений под вулканической постройкой Эльбруса на глубине 5 – 10 км может быть интерпретирован как близповерхностная магматическая камера. Ниже по разрезу коры и несколько севернее вулканической постройки Эльбруса на глубине 30 – 60 км выявлена еще одна низкоомная область шириной около 15 км. Её контур практически совпадает с контуром низкоскоростной области, выявленной МОВЗ [Арбузкин и др., 2002], а также с данными линеаментного анализа [Богатиков и др., 2002]. Эту область с высокой проводимостью и пониженными значениями скоростей продольных сейсмических волн можно определить как глубинный магматический очаг, находящийся в разогретом состоянии [Собисевич, 2010; 2012].

Однако, наличие в геологической среде слоёв с высокой проводимостью может в ряде случаев приводить к затруднениям или даже к невозможности интерпретации данных МТЗ вследствие экранирования проводящим слоем глубинных структур (рис. 16).

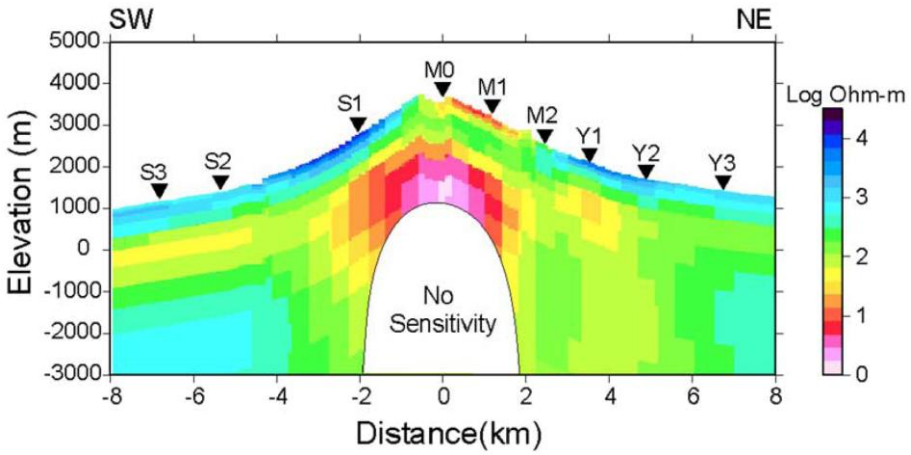


Рис. 16. Результаты обработки данных МТЗ на вулкане Фудзияма. Слой с низкими значениями сопротивлений (несколько Ом·м) связан с наличием у вулкана развитой гидротермальной системы непосредственно под вершинным кратером. Наличие проводящего слоя препятствует корректной интерпретации данных на больших глубинах [Aizawa, 2004]

В процессе проведения экспедиционных работ на Северном Кавказе в период с 1960 по 2001 гг. российскими учёными было установлено, что в районе Эльбруса имеет место отрицательная гравитационная аномалия [*Авдулов,* 1963; *Рогожин и др.,* 2001]. Простирание гравитационного минимума широтное. М.В. Авдулов первый выполнил анализ причин образования отрицательной гравитационной аномалии, связав данные гравитационных наблюдений с глубиной залегания, размерами, формой и физическим состоянием горных пород, вызывающих эту локальную гравитационную аномалию. В

таблице 2 приведены ориентировочные данные о плотности образцов горных пород в районе Эльбрусского вулканического центра. Для сравнения в таблице 3 приведены ориентировочные значения упругих характеристик для некоторых основных типов горных пород, полученные по результатам лабораторных измерений на образцах [Родионов и др., 1986].

Таблица 2. Плотности образцов горных пород в районе Эльбруса

№	Породы, слагающие вулкан Эльбрус	Число образцов, подвергнутых анализу	Средняя плотность ρ, кг/м^3
1	Граниты	34	2620
2	Кристаллические сланцы	5	2740
3	Эффузивные породы, слагающие вулканический конус	63	от 1800 до 2500
4	Средняя плотность горных пород, подстилающих вулканический конус Эльбруса	-	от 2650 до 2670
5	Плотность для более глубоких зон, лежащих ниже уровня моря	-	от 2750 до 2800

Прогнозируя состав аномального образования, можно предположить, что со временем произошла дифференциация магматического материала по плотности. Можно также полагать, что в верхней части магматической камеры скопились летучие, что в свою очередь оказывает влияние на структуру гравитационной аномалии. Форма аномального тела и возможные варианты распределения плотности в нем могут быть достаточно многообразны.

Согласно М.В. Авдулову [1962, 1963], горные породы под Эльбрусом находятся в кристаллическом состоянии, однако достаточно нагреты (по крайней мере до температуры плавления диоритов 1250°С), расширение породы привело к существенному уменьшению её плотности. Что же касается магматической камеры, то здесь породы находятся в состоянии магматического расплава, следовательно, при переходе диорита из кристаллического состояния в расплав естественно ожидать очередного скачка в изменении плотности вещества. Так, при температуре расплава до 1650°С, общее уменьшение плотности диорита, по отношению к плотности диорита при 0°С, достигает 490 кг/м^3.

Таблица 3. Значения упругих характеристик для некоторых типов пород

Порода	Плотность, ρ, кг/м^3	Скорость продольных волн V_p, м/с	Скорость поперечных волн, V_s, м/с	Коэфф. Пуассона, ν
Гранит	2600 – 2700	4.8 – 6.0	2.4 – 3.1	0.09 – 0.27
Диабаз	2800 – 3100	5.8 – 6.6	2.7 – 3.2	0.18 – 0.28
Базальт	2600 – 2900	5.4 – 6.4	2.7 – 3.2	0.22 – 0.25
Доломит	2600 – 2800	3.5 – 6.9	2.7 – 3.0	0.16 – 0.28
Известняк	2400 – 2700	1.7 – 7.0	2.7 – 3.6	0.16 – 0.25
Песчаник	2400 – 2700	1.4 – 4.3	–	0.10 – 0.25
Сланцы	2100 – 3000	3.5 – 5.0	2.5 – 3.3	0.01 – 0.20
Гнейс	2600 – 2900	3.5 – 7.5	1.9 – 3.6	0.05 – 0.15
Мрамор	2400 – 2700	3.7 – 6.9	2.0 – 3.9	0.14 – 0.27

Результаты М.В. Авдулова находятся в согласии с результатами последующих работ, проведенных в районе Эльбрусского вулканического центра [Собисевич, 2001], включая и данные современных измерений гравитационного поля Центрального Кавказа, выполненных под руководством А.Г. Шемпелева (рис. 9.6.1) [Рогожин и др., 2001]. Косвенным указанием на наличие разуплотненного тела под Эльбрусом являются материалы количественной интерпретации отрицательной гравитационной аномалии. Ее амплитуда и градиенты выбираются с удовлетворительной точностью при введении в разрез тела плотностью 2,37 г/см^3, с верхней кромкой на глубине 5 км и мощностью около 10 км [Арбузкин и др., 2002].

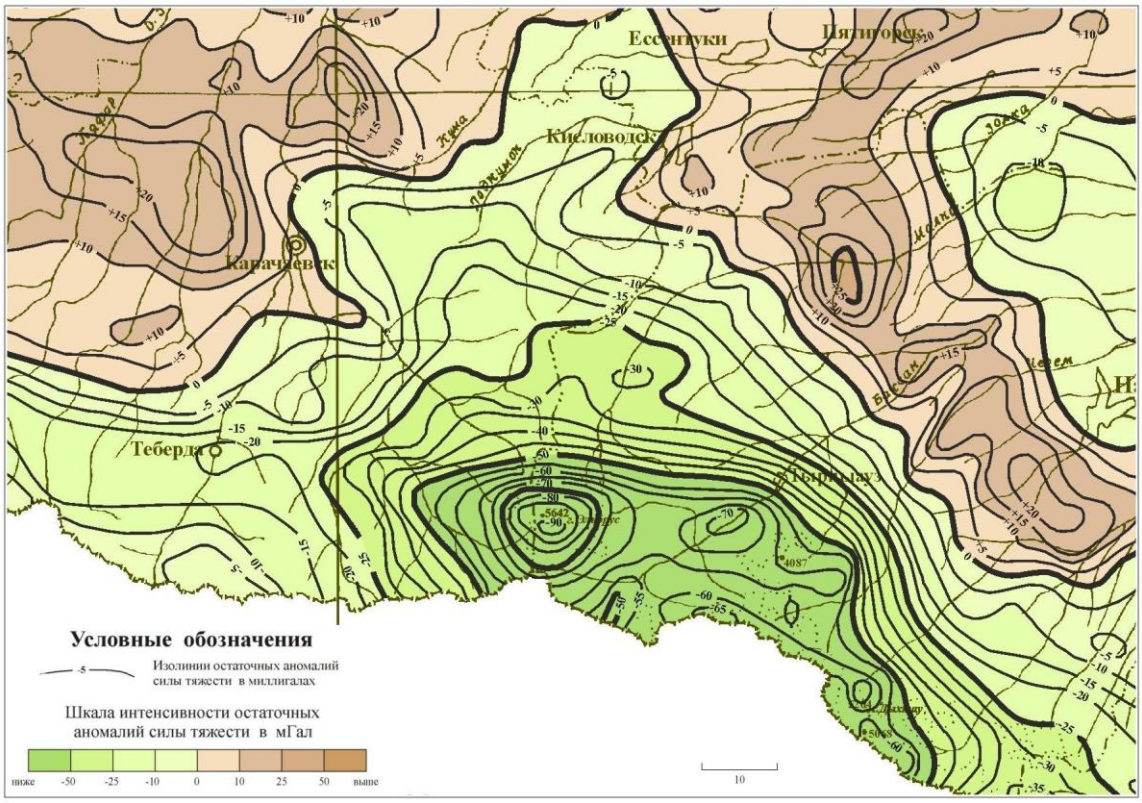


Рис. 17. Карта гравитационного поля Центрального Кавказа в редукции Буге (по А.Г. Шемпелеву)

Характеризуя отмеченные выше особенности пород, слагающих вулканический конус и подстилающие слои, необходимо отметить, что изверженные лавы Эльбруса имеют весьма низкую плотность 1.80 – 2.50 г/см^3 и пористую структуру, которая могла возникнуть в результате излияния на поверхность магмы, обильно насыщенной летучими. Резкое уменьшение давления при движении магмы к кратеру сопровождалось интенсивным выделением газов, что приводило к образованию пустот в застывшей магме. Низкая плотность лав Эльбруса и их пористая текстура дают ясное указание на то, что в магматической камере вулкана на протяжении долгого времени скапливалась магма, сильно обогащенная летучими компонентами. Есть все основания полагать, что они существуют и в настоящее время. В процессе эволюции расплава газовые пузырьковые образования концентрируются в верхней части магматической камеры, возможно формируя газовые полости значительных размеров. Полости газа в расплаве представляют собой структуры с выраженными резонансными свойствами [Собисевич, Руденко, 2005].

Таким образом, геолого-геофизические исследования вулкана Эльбрус, включающие: датировки его извержений в голоцене [Лаверов и др., 2005], аномалии скоростей распространения продольных сейсмических волн, области пространства с пониженными значениями сопротивлений, данные линеаментного анализа, а также гравитационная и температурная аномалии по совокупности свидетельствуют о том, что данный вулкан является активным и есть все основания полагать, что магматические структуры находятся в расплавленном состоянии. Приведенные усредненные характеристики, которые в наибольшей степени отвечают геологическим структурам в районе вулканической постройки Эльбруса, являются исходными при математическом моделировании волновых процессов в слоистой геофизической среде с неоднородностями [Собисевич, 2012].

Современные геолого-геофизические методы и технологии позволяют с различной степенью детализации получать информацию о глубинном строении вулканических областей и следить за процессами изменения состояния магматических питающих систем активных вулканов.

Постоянное или, по меньшей мере, достаточно частое наблюдение признаков вулканического беспокойства помогает определить состояние исследуемого объекта и сделать прогноз его возможной активизации. Для каждого конкретного вулкана характерные изменения особенностей его «поведения» в ряде случаев позволяют с достаточной уверенностью сказать, когда он будет извергаться, и уж точно сказать будет ли он извергаться в принципе. Однако однозначной «модели поведения» даже для данного конкретного вулкана, строго говоря, не существует, а отмеченные «характерные особенности», как правило, определяются на основании накапливаемой статистики экспериментальных на-

блюдений.

Дальнейшее развитие исследований в области теоретической и экспериментальной вулканологии связано, в первую очередь с доступностью качественных (в идеале – непрерывных) данных инструментальных наблюдений, миниатюризацией и мобильностью технических средств мониторинга, разработкой новых методов и алгоритмов для более точного детектирования слабых вулканических землетрясений в присутствии помех, созданием глобальной сети вулканологических обсерваторий. Основы для этого закладываются уже сегодня: Всемирная организация вулканологических обсерваторий WOVO (World Organization of Volcano Observatories, http://www.wovo.org/) объединяет исследовательские институты и заинтересованные общественные организации, занимающиеся слежением за опасными проявлениями вулканического беспокойства. В этой связи работы по развитию Северокавказской геофизической обсерватории представляются особенно важными и актуальными.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007-2013 годы» (государственный контракт № 14.518.11.7051 от 19 июля 2012 года) и Российской академии наук (программа фундаментальных исследований № 4 Президиума РАН).

ЛИТЕРАТУРА

Арбузкин В.Н., Компаниец М.А., Швец А.И., Греков И.И., Литовко Г.В. и др. Отчёт о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю. ФГУП «Кавказгеолсъемка». Ессентуки, 2002. 120 с.

Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 1–6.

Большое трещинное Толбачинское извержение, 1975-1976 гг., Камчатка / Отв. ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. 638 с.

Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А. , Бондур В.Г., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарёва В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Федотов С.А., Хренов А.П., Ярмолюк В.В. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв ред. Н.П. Лаверов, Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: Наука. 2005. 450 с.

Лебедев Т.С. и др. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. Киев: 1986. 184 с.

Лиходеев Д.В., Михаленко В.Н. Температура кровли магматической камеры вулкана Эльбрус // Геофизические исследования. 2012. Т. 13, № 4. С. 70–75.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л. Влияние эндогенного теплового и флюидного потоков на динамику Эльбрусских ледников // ДАН (География). 2012. Т. 442, № 2. С. 268–271.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л. Кавказские минеральные воды – современная гидротермальная система коромантийного генезиса // ДАН (Геофизика). 2011. Т. 436, № 2. С. 233–238.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л. Современная флюидно-магматическая система Пятигорского вулканического центра // ДАН (Геофизика). 2010. Т. 435, № 6. С. 815–820.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л., Комкова Л.А., Лавёрова Н.И. Флюидно-магматические системы Северного Кавказа. М.: ИФЗ РАН. 2010. 280 с.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л., Лиходеев Д.В., Шевченко А.В. Тепловые аномалии Северного Кавказа // ДАН (Геофизика). 2009. Т. 428, № 5. С. 667–670.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л., Петрова В.В., Слёзин Ю.Б., Флёров Г.Б., Шувалов Р.А. Кузьмин Ю.Д., Овсянников А.А. Современная активность эндогенных процессов у острова Беннетта (архипелаг Де Лонга, Арктика). М.: ИФЗ РАН. 2012. 160 с.

Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Космические технологии в задачах механико-математического моделирования внутреннего строения геофизической среды // Третий Международный аэрокосмический Конгресс IAC 2000: Сборник тезисов, Москва, 23–27 августа 2000 г. С. 293–294.

Разин А.В., Собисевич А.Л. Геоакустика слоистых сред. М.: ИФЗ РАН. 2012. 210 с.

Руденко О.В., Собисевич А.Л., Ратнер С.В. Модель непрерывного истечения газосодержащей жидкости из полости через канал // Вестник Южного научного центра РАН, Т. 5. № 2, 2009. С. 5–10.

Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. М.: ИФЗ РАН. 2012. 510 с.

Собисевич А.Л., Гриднев Д.Г., Собисевич Л.Е., Канониди К.Х. Аппаратурный комплекс Северокавказской геофизической обсерватории // «Сейсмические приборы». 2008. Т. 44. С. 12–25.

Собисевич А.Л., Лаверова Н.И., Собисевич Л.Е., Микадзе Э.И., Овсюченко А.Н., Башорин В.Н., Пронин А.П., Гурбанов А.Г., Шевченко А.В. Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа. М.: ИФЗ РАН. 2005. 225 с.

Собисевич А.Л., Нечаев Ю.Н., Собисевич Л.Е., Гурбанов А.Г., Арбузкин В.Н., Трофименко Е.А., Пруцкий Н.И., Греков И.И. Результаты геолого-геофизического мониторинга магматических структур вулкана Эльбрус // Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. Нальчик. 2003. С. 158-178.

Собисевич А.Л., Руденко О.В. О резонансных свойствах магматических структур // Акустический журнал. 2005. Т.51. Приложение. С. 169–176.

Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Локальные тепловые и резонансные аномалии в разломно-блоковых средах // Экологический вестник научных центров ЧЭС. № 3. 2007. С. 47–54.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Волновые процессы и резонансы в геофизике. М.: ОИФЗ РАН. 2001. 297 с.

Тихоцкий С.А., Ахауер У. Строение вулкана Везувий по данным активной сейсмической томографии – новые результаты интерпретации данных, полученных в ходе проекта TOMOVES // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17, № 1. С. 34–44.

Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука. 2006. 455 с.

Федотов С.А., Жаринов Н.А. Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986 – 2005 гг. и механизме его деятельности // Вулканология и сейсмология. 2007. №2. С. 3–31.

Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов, Камчатка, по данным об ее извержениях, землетрясениях и деформациях // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.

Aizawa K. A large self-potential anomaly and its changes on the quiet Mt. Fuji, Japan, Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31 (5) L05612, doi:10.1029/2004GL019462.

Aizawa K.R., Yoshimura N,. Oshiman K., Yamazaki T., Uto Y., Ogawa S.B., Tank W., Kanda S., Sakanaka Y., Furukawa T., Hashimoto M., Uyeshima T., Ogawa I., Shiozaki A.W., Hurst, Hydrothermal system beneath Mt. Fuji volcano inferred from magnetotellurics and electric self-potential, Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 235. P. 343-355, doi:10.1016/j.epsl.2005.03.023.

Benoit J.P., McNutt S.R. New Constraints on Source Processes of Volcanic Tremor at Arenal Volcano, Costa Rica, Using Broadband Seismic Data // GRL. 1997. Vol. 24. No.4. P. 449–452.

Biggs J., Robertson E., Mace M. ISMER – Active Magmatic Processes in the East African Rift: A Satellite Radar Perspective / In: Remote Sensing Advances for Earth System Science. 2013 .Berlin: Springer-Verlag. P. 81–91.

Chouet B. Resonance of a fluid driven crack: Radiation properties and implications for the source of long period events and harmonic tremor // Journal of Geophysical Research. 1988. Vol. 93. P. 4375–4400.

Chouet B. Volcano seismology // Pure and Applied Geophysics. 2003. Vol. 160. P. 739–788.

Crosson R.S., Bame D.A. A spherical source model for low frequency volcanic earthquakes // J. Geophys. Res. Vol. 90. Issue B12. P. 10237-10247. DOI: 10.1029/JB090iB12p10237.

Fee D., Garcés M., Patrick M., Chouet B., Dawson P., and Swanson D. Infrasonic harmonic tremor and degassing bursts from Halema'uma'u Crater, Kilauea Volcano, Hawaii // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115, B11316. doi:10.1029/2010JB007642.

Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. Vol. 99, No. 1. P. 194-214, doi: 10.1785/0120080013.

Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A., Senyukov S.and Jakovlev A. Feeding paths of the Kluchevskoy volcano group (Kamchatka) from the results of local earthquake tomography, Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38, L09305, doi:10.1029/2011GL046957.

Koulakov I., Gordeev E. I., Dobretsov N. L., Vernikovsky V. A., Senyukov S, Jakovlev A., Jaxybulatov K., Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2012. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.10.014.

Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., and Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // Solid Earth, (2012. No 3. P. 327-337.

doi:10.5194/se-3-327-2012.
Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism, eds. Sarah A. Fagents, Tracy K. P. Gregg, and Rosaly M. C. Lopes. Cambridge University Press 2012.
Parfitt E.A., Wilson L. Fundamentals of Physical Volcanology. Malden, MA: Blackwell Publishing. 2008.
Prata A.J., Bernardo C. Retrieval of volcanic SO2 column abundance from Atmospheric Infrared Sounder data // J. Geophys. Res. 2007. 112. D20204, doi: 10.1029/2006JD007955.
Roman D.C., Gardine M.D. Seismological evidence for long-term and rapidly accelerating magma pressurization preceding the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska // Earth and Planetary Science Letters. 2013. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.040i
Rudenko O.V., Sobisevich A.L., Sobisevich L.E., Hedberg C.M., Shamaev C.M. Nonlinear model of a granulated medium containing viscous fluid layers and gas cavities // Acoustical Physics. 2012. Vol. 58, No 1. P.99–106.
Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the World. Second ed. Inc. Tucson, Arisona: Geoscie. Press. 1994. 349 p.
Tikhotsky S., Achauer U. Inversion of controlled-source seismic tomography and gravity data with the self-adaptive wavelet parameterization of velocities and interfaces // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 172. P. 619–630.
Tikhotsky S., Achauer U., Fokin I. Controlled-Source Seismic Tomography with Wavelets: Inversion Algorithm and its Application to Vesuvius Volcano // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly. 2009. Vol. 11, EGU2009-8626.
Yamamoto et al. Long-period (12 sec) volcanic tremor observed at Usu 2000 eruption: seismological detection of a deep magma plumbing system // GRL. 2002. Vol. 29. P. 43-1–43-4.
*Zobin V. I*ntroduction to Volcanic Seismology, 2nd Edition. Elsevier. 2011. 474 p.
Zobin V.M., Navarro C., Reyes-Davil G., Orozco J., Breton M., Tellez A., Reyes-Alfaro G., and Vazquez H. The methodology of quantification of volcanic explosions from broad-band seismic signals and its application to the 2004–2005 explosions at Volcan de Colima, Mexico // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 167. P. 467–478,

СООТНОШЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ТЕКТОНИКИ В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ ФАНЕРОЗОЯ

М.Л. Сомин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва somin@ifz.ru

Аннотация. Проведено сравнение структуры альпийской складчатой системы Б. Кавказа, где нет регионального метаморфизма, и структуры Кубы, доальпийского Б.Кавказа и Альп, где он проявился широко и многообразно. На альпийском Б. Кавказе нет больших надвигов и признаков субдукции, т.е. общее сокращение коры незначительно. На Кубе, в Альпах, в палеозойском фундаменте Б.Кавказа установлены зоны субдукции и тектоническое «сдваивание» коры – свидетельства громадной величины горизонтального сокращения. Сделан вывод, что зоны молодого регионального метаморфизма занимают осевое положение в складчатых системах, испытавших большое сокращение, и часто представляют собой тектонические окна в аллохтонных массах. Три необходимых компонента регионального метаморфизма (высокая температура, глубокое погружение и деформации) развиваются при коллизии в результате процессов деламинации литосферы, а также в надсубдукционной обстановке в основании островных дуг.

Введение. Традиционный подход к анализу причин, вызывающих региональный метаморфизм, сводится в основном к вопросу об источнике тепловой энергии: достаточно ли для метаморфизма низкого и умеренного давления тепла радиоактивного распада, выделяющегося из тектонически утолщенной сиалической коры, или необходим и тепловой поток из мантии. При таком подходе упускают из виду, что регионально метаморфизованные комплексы всегда являются продуктом проявления трех факторов: глубокого погружения, аномальной температуры и больших деформаций. Но ни один из этих факторов сам по себе не продуцирует регионального метаморфизма. Действительно, терригенные толщи Верхоянского комплекса, судя по стратиграфическим данным, погружались на глубину свыше 16 км, однако в породах даже самых глубоких горизонтов метаморфизм не превосходил стадии эпигенеза (О.В. Япаскурт). Отложения лейаса-аалена Южного склона Большого Кавказа очень сильно деформированы (см. публикации В.Н. Шолпо, Е.А. Рогожина, Ф.Л. Яковлева и мн. др.), однако степень регионального метаморфизма этих мощных отложений также не выходят за пределы эпигенеза или низов зеленосланцевой фации. Очевидно, и это следует из петрологических, в том числе экспериментальных данных, без резкого изменения Т- условий метаморфизм не происходит. С другой стороны, даже очень высокотемпературное воздействие не приводит к появлению пород, которые принято называть регионально метаморфизованными. В самом деле, приконтактовые зоны мощных базитовых интрузий представлены лишь узкими зонами массивных роговиков, тогда как регионально метаморфизованные породы в подавляющем числе случаев обладают кристаллизационной сланцеватостью и сложно деформированы. Таким образом, проблема природы регионального метаморфизма сводится к поиску тектонических обстановок, в которых субсинхронно проявляются все три названные фактора: погружение, деформации и аномальные температуры. Самый простой геологический способ подойти к решению этой проблемы заключается в сравнении строения складчатых систем, в одних из которых (первый тип) региональный метаморфизм отсутствует, а в других (второй тип) широко проявился. Тектонические различия между такими системами могут рассматриваться как необходимое условие для проявления метаморфизма. В качестве примера системы первого типа рассмотрим альпийский Большой Кавказ, второго – Кубу, палеозойский Большой Кавказ и Альпы.

I. Представления о структуре альпийского Большого Кавказа (рис. 1) в последние два десятилетия существенно эволюционировали. На смену взгляду на нее как на существенно складчатую, сформированную преимущественно вертикальными движениями (фиксистская парадигма, развивавшаяся В.В. Белоусовым и его последователями), предложена трактовка этой структуры в духе мобилистских моделей как серии тектонических пластин [*Панов*, 2002], возникших при аккреционно-«псевдосубдукционных» [Хаин, 2007] процессах.

Особенно известной стала ультранаппистская («гималайская») модель С.И. Дотдуева [1986] (рис. 2), по которой вся область к северу от «Главного Кавказского надвига» (ГКН), отделяющего кристаллическое ядро Главного хребта от зоны Южного склона, считается аллохтонной,

перемещенной к югу на расстояние свыше 100 км по плоскости этого надвига. Эти представления предполагают громадное сокращение коры кавказского региона в позднеальпийское время с субдукцией к северу Закавказского массива и комплексов Южного склона. Другая получившая среди кавказских геологов распространение гипотеза [Дотдуев, 1986; Хаин, 2007] трактует структуру зоны Южного склона как аккреционную.

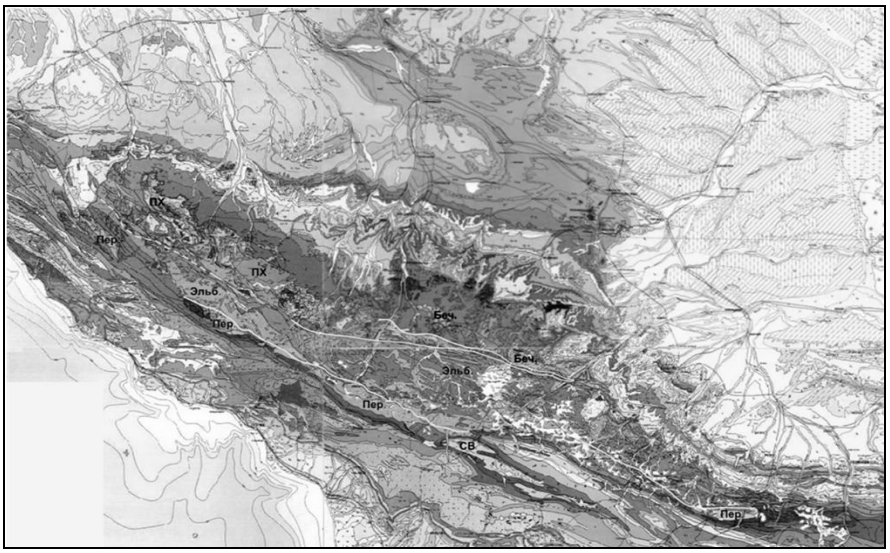


Рис. 1. Центральный и Северо-Западный Кавказ

Основные факты, противоречащие модели С.И. Дотдуева, уже приводились в работах автора данной статьи [Сомин, 2000, 2007]; сейчас можно напомнить лишь некоторые из них и добавить дополнительные соображения. С.И. Дотдуев исходил из того, что восточная (Дибраро-Чиаурская) и западная (Новороссийская) флишевые зоны первоначально составляли единое целое, а надвиг Главного хребта разобщил их. Вместе с тем уже давно Ш.А. Адамия показал, что минералогический состав терригенных отложений флишевых зон существенно различается и, следовательно, единого флишевого прогиба не было и, наоборот, существовал унаследованно развивавшийся Центрально-Абхазский (Келасурский) выступ. Идее аккреционного строения зоны Южного склона противоречит тот факт, что литолого-стратиграфические характеристики лейаса-аалена выдержаны в пределах всей этой области: здесь нигде нет ни серпентинитов, ни голубых сланцев, ни каких-либо экзотических террейнов. Палеофациальные зоны в пределах юрской части разреза сохранили признаки постепенных переходов и во всяком случае нигде не являются контрастными. Главный Кавказский «надвиг» в действительности представляет собой крутой взброс, устойчиво сопровождаемый и местами прорываемый корово-мантийными интрузивами батского возраста (рис. 3) [Сомин, 2000; Шемпелев и др., 2005].

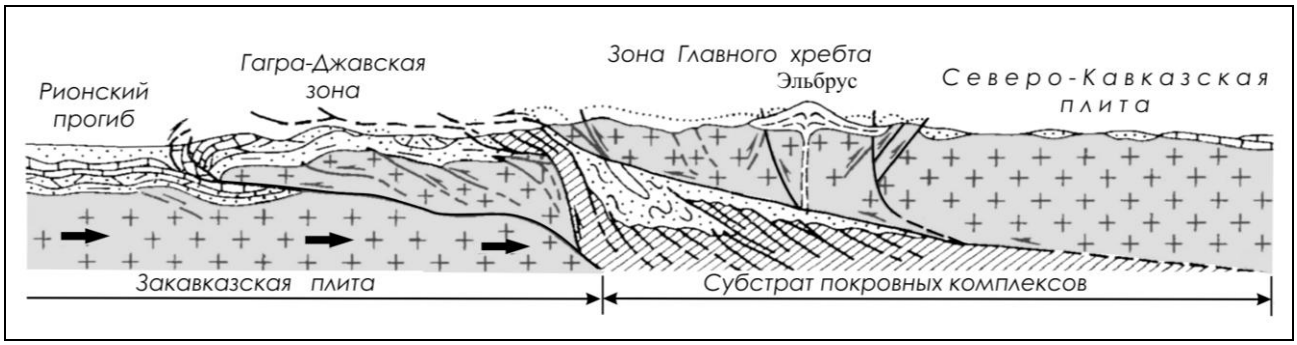


Рис. 2. Строение центрального сектора Большого Кавказа (по С.И.Дотдуеву)

Здесь же, по данным А.Г. Гурбанова, расположены щелочные интрузивы мелового возраста. Геофизические материалы также свидетельствуют в пользу интерпретации этой структуры как глубинной субвертикальной магмаподводящей зоны (рис. 4) [Сомин, 2007]. Крайне важно, что к югу от ГКН всегда расположены наиболее древние части разреза юрского чехла, которые местами трансгрессивно перекрывают фундамент Главного хребта (рис. 5). Такая картина была бы

невозможна при реальном большом надвигании зоны Главного хребта на расположенные южнее комплексы: таким надвигом были бы перекрыты самые разные компоненты разреза. В.Е. Хаин [2007] признав обоснованной нашу критику гипотезы о Главном Кавказском надвиге, высказал мнение, что основное сокращение происходило к югу от ГКН в форме «псевдосубдукции», якобы создавшей аккреционный стиль структуры Южного склона Большого Кавказа. Однако явление аккреции предполагает существование океанической коры, транспортирующей террейны к области «причаливания»; вместе с тем, признаки террейнового строения на Южном склоне отсутствуют, равно как здесь нет ни одного фрагмента океанической коры. И, как уже отмечал Ю.Г. Леонов, сам термин «псевдосубдукция» лишен геологического смысла. Следует также отметить, что в центральном и осевом секторе зоны Южного склона пликативные и разрывные структуры обычно крутые (лучший пример - строение Сванетского антиклинория [Сомин, 2000, 2005]), что также не согласуется с аккреционной моделью.

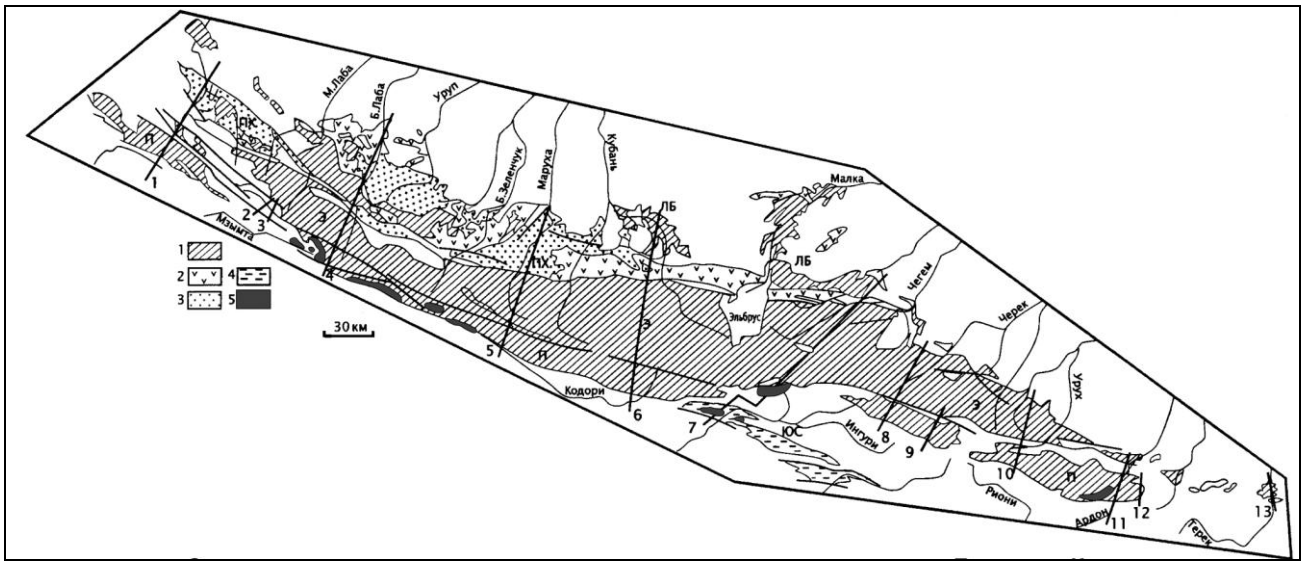


Рис. 3. Схема положения среднеюрских интрузивных массивов в структуре Большого Кавказа.

1 – кристаллическое основание, 2 – островодужные комплексы Передового хребта, 3 – молассы верхнего палеозоя Передового хребта, 4 – дизская серия Сванетии, 5 – среднеюрские интрузивные массивы

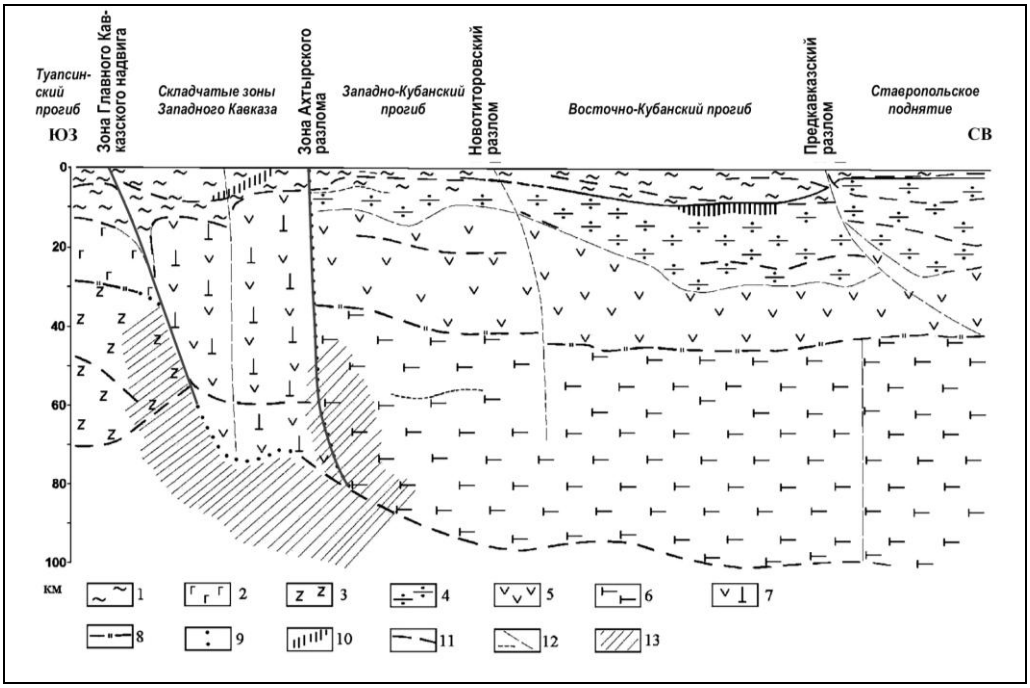


Рис. 4. Геолого-геофизическая модель Западного Кавказа по профилю Тупсе-Армавир. Данные МТЗ и МОВЗ. (Шемпелев и др., 2001)

Подчеркнем еще один важный факт: верхнепалеозойские и мезозойские отложения, находящиеся в зоне Главного хребта, не несут признаков регионального метаморфизма, который должен был бы проявиться в случае тектонического сдваивания коры Большого Кавказа. В противоположность тому, что утверждал О.М. Розен [Розен, Федоровски, 2001], нет никаких доказательств присутствия в Главном Кавказском хребте на глубине до 10 км протяженного субгоризонтального тела третичных гранитов. При наличии такого тела K-Ar датировки, вмещающих такие граниты метаморфических пород должны были бы быть не древнее 30 млн. лет (подобно тому, что наблюдается в обрамлении неогенового Эльджуртинского гранитного массива). Но в действительности многие десятки измерений аргонового возраста пород фундамента из зон Главного и Передового хребта, в том числе и пород, богатых каливым полевым шпатом, соответствуют концу среднего - началу позднего палеозоя (320-250 млн. лет).

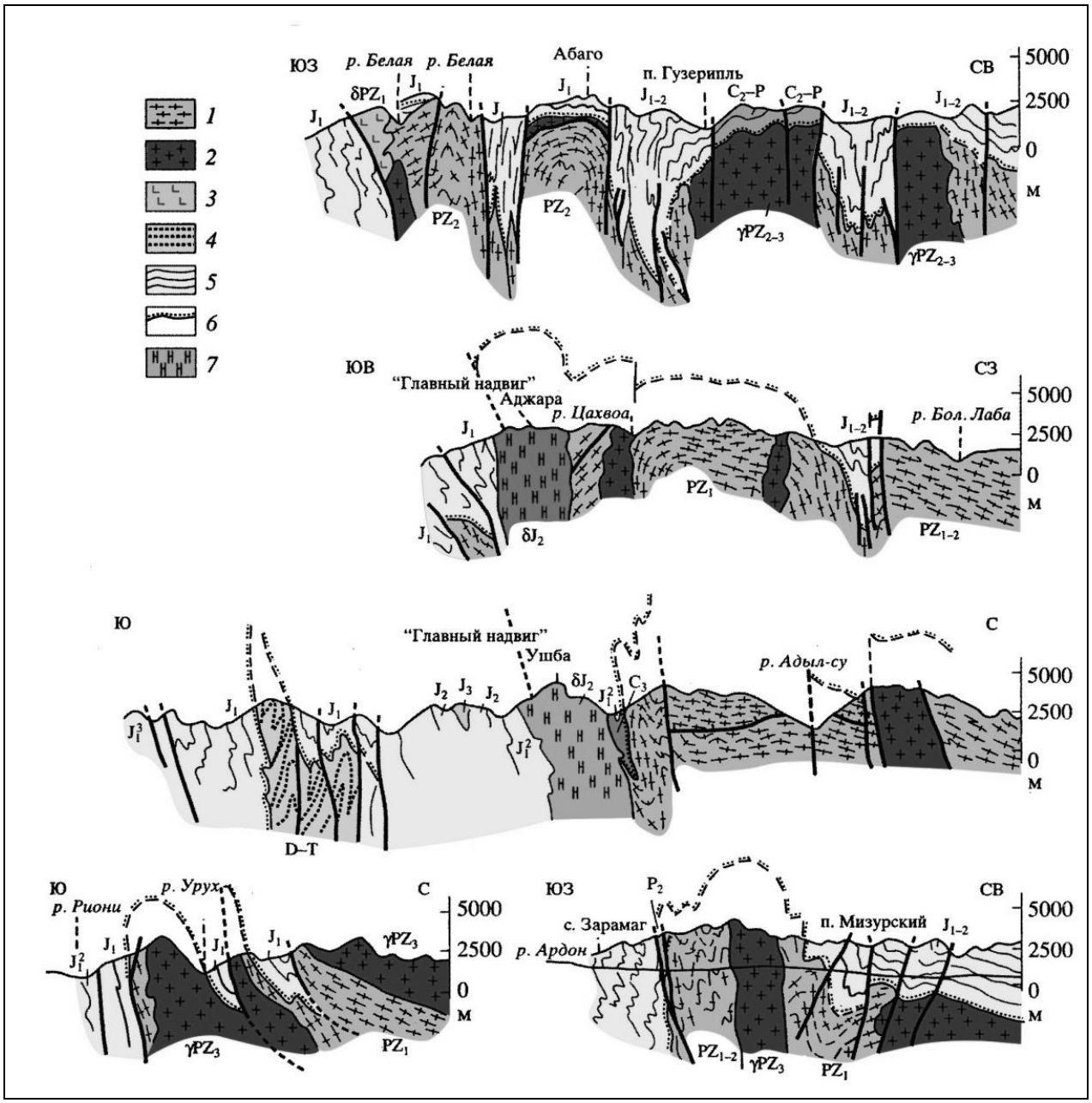


Рис. 5. Структура осевых зон Центрального Кавказа [Сомин, 2000].
1-4 – комплексы основания: 1 – кристаллические сланцы и гнейсы с четкой фолиацией, палеозой,
2 – гранитоиды, средний и верхний палеозой, 3 – диориты, средний палеозой, 4 – дизский комплекс, девон-триас; 5-6 – чехол, верхний палеозой и юра: 5 – генерализованное положение слоистости чехла, 6 – трансгрессивное залегание: 7 – среднеюрские и более молодые интрузивные породы

Суммируя, можно сказать, что все отмеченные особенности указывают на отсутствие в послебатское время субдукции и сдваивания коры Б. Кавказа и, следовательно, на небольшую

величину ее общего горизонтального сокращения. Ф.Л. Яковлев [2012 и др.] на основе исследования степени горизонтального сокращения слоев в складках оценил величину общего сокращения коры в максимально сжатой зоне Южного склона как двукратную.

II. Структура Кубы до середины 1970-х гг. считалась сравнительно простой антиклинорно–синклинорной, лишь на севере осложненной надвигами. Предполагалось, что на юге Кубы в куполовидных ядрах антиклинориев гор Эскамбрай, о. Хувентуд (Пинос) и др. выступают метаосадочные породы доверхнеюрского или еще более древнего метаморфического фундамента. Однако нами с помощью находок фоссилий и изотопно-геохронологических исследований (рис. 6) [Сомин, Мильян, 1981] показано, что возраст метаморфических толщ юрско-нижнемеловой, возраст их метаморфизма–позднемеловой; тип метаморфизма–преимущественно высокобарический. Купола Эскамбрая окаймлены мощной полосой низкобарических амфиболитов Мабухина, надстраиваемых островодужными толщами мела. Долгое время считали, что амфиболиты – это фундамент меловых толщ, однако позже был обоснован вывод [Сомин, Мильян, 1981 и др.], что возраст амфиболитов также меловой и что они – нижняя часть разреза островной дуги, а не ее фундамент.

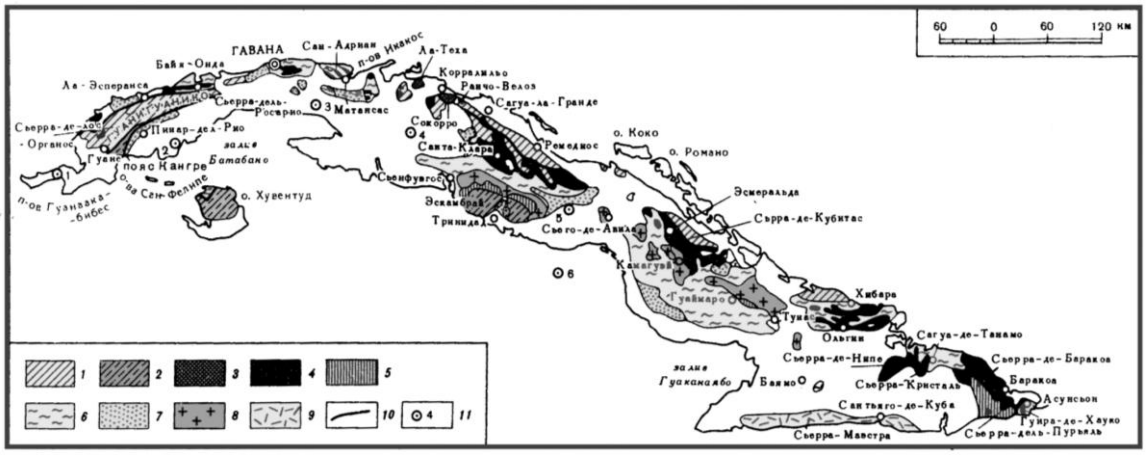


Рис. 6. Схема размещения доверхнеэоценовых комплексов Кубы (из работы [Сомин, Мильян, 1981] с изменениями).

(1-3 - эпиконтинентальные комплексы): 1 - юрско-меловой неметаморфизованный, 2 - юрско-меловой метаморфизованный, 3 - комплекс основания; (4-9 - комплексы вулканических островных дуг и океанических бассейнов): 4 - офиолитовый, 5 - мафические метаморфические (за исключением связанных с офиолитами), 6 - меловой докампанский островодужный и кампан-маастрихтский молассовый нерасчлененные, 7 - палеоцен-эоценовый молассовый, 8 - меловой гранитоидный островодужный, 9 - среднеэоценовый вулканогенно-осадочный; 10 - крупные разрывы; 11 - некоторые глубокие скважины: 1 - Гуанаакабибес, 2 - Гуаналь, 3 - Вегас-1, 4 - Мерседес-1, 5 - Хатибонико-79, 6 -Тортуга-1

Таким образом, совокупность структурных, петрологических и геофизических данных [Сомин, Мильян, 1981] однозначно показывает, что купольные структуры Кубы – это обширные тектонические окна в толщах островной дуги, мощность которых достигает 20 км (рис. 7).

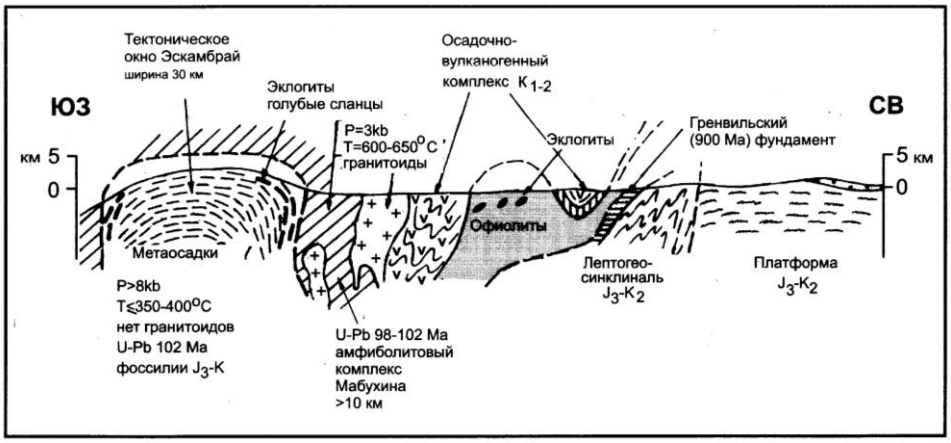


Рис. 7. Схематический геологический разрез через Центральную Кубу

Поскольку и на севере Кубы островодужные толщи контактируют со своим обрамлением также тектонически, становится ясно, что они везде на Кубе аллохтонны и были перемещены на место своего современного положения из района Карибского моря (рис. 8). Таким образом, Куба характеризуется «сдвоенной» корой, где внизу находятся метаморфизованные эпиконтинентальные толщи, вверху - островодужные серии, а также офиолиты. Все эти образования аккретированы к комплексам североамериканской пассивной окраины, в основании которой находятся обнаруженные нами действительно древние (гренвильские) метаморфические толщи.

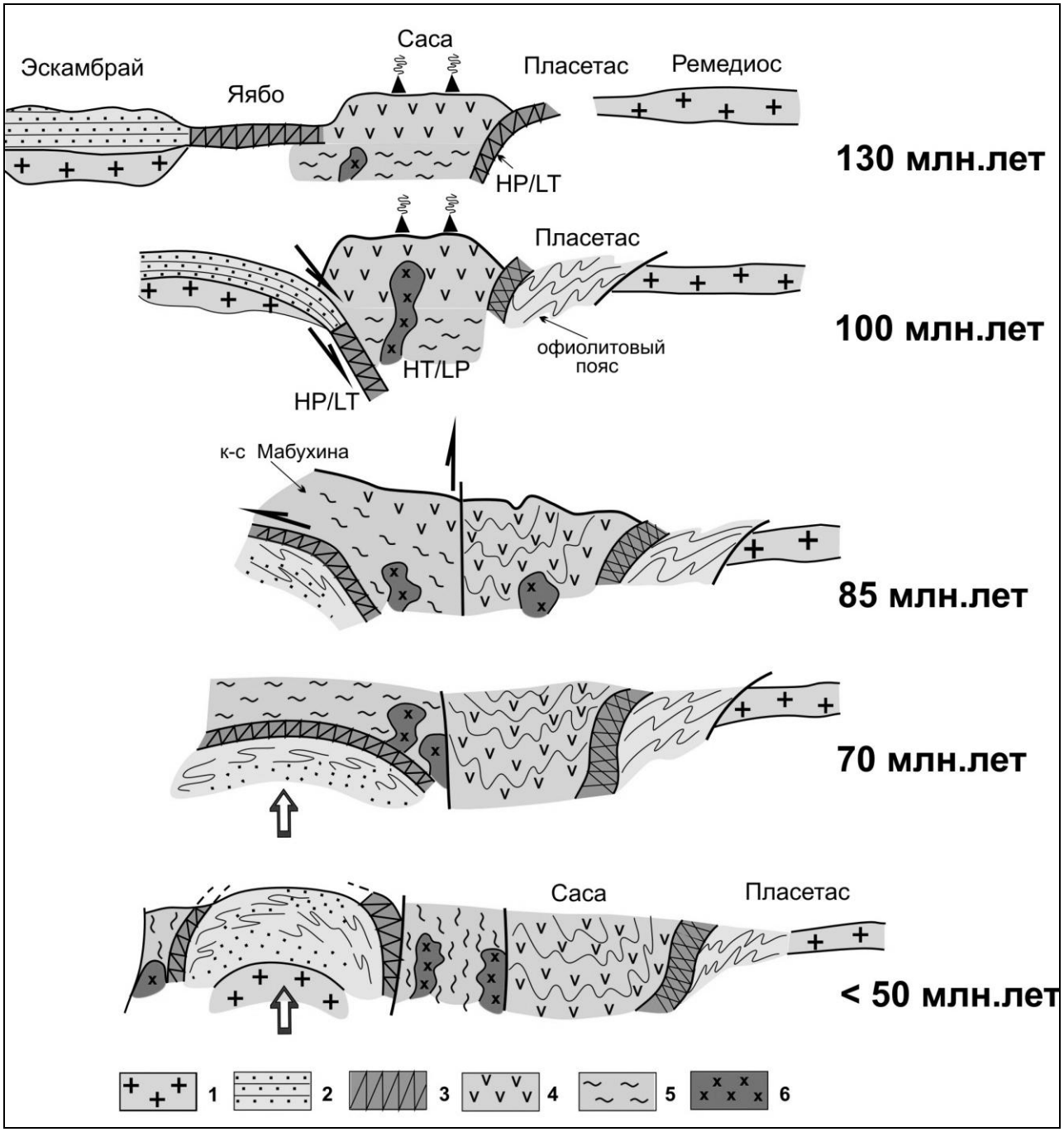


Рис. 8. Геодинамические реконструкции эволюции Центральной Кубы.
1 - континентальная кора; 2 - осадки массива Эскамбрай; 3 - океаническая кора; 4 - вулканиты островных дуг; 5 - надсубдукционные метаморфиты; 6 - гранитоиды

Итак, на Кубе доказан молодой возраст как субдукционных (метаосадки Эскамбрая и Хувентуда), так и надсубдукционных (комплекс Мабухина) метаморфических комплексов и их тесная связь с покровной структурой острова.

III. Структура Альп, как известно, классическая покровная, причем мощность самых верхних (австроальпийских) покровов до 20 км, а величина их перемещения оценивается в 200 км [Trumpy, 1980]. Покровы разного типа, в том числе и выжатые пеннинские покровы-складки, и покровы офиолитов, развиты и ниже австроальпид. Корневые зоны таких покровов, как Гельветские, почти полностью пережаты. Поэтому несомненна очень большая (не менее троекратной) величина сокращения коры в Альпах. Как и на Кубе, альпийский метаморфизм здесь проявился хотя и широко, но не повсеместно, и привел к появлению и высокобарических, и умеренно-барических минеральных ассоциаций, которые развиваются как по древнему, частью континентальному, частью океаническому, субстрату, так и по мезозойским осадкам. Эти молодые метаморфиты приурочены к осевой, внутренней и, соответственно, глубинной части Альп. Они выступают в тектонических окнах Энгадин и Тауерн среди аллохтона австроальпид. В составе исходных пород автохтона здесь осадки вплоть по меньшей мере до юрских. Такие же молодые отложения установлены в метаморфических оболочках пеннинских покровов-складок, в ядрах которых находятся переработанные породы гнейсового фундамента палеозоя.

Заключение. Число приведенных примеров коренного пересмотра представлений о возрасте метаморфических комплексов и, соответственно, о строении вмещающих их складчатых сооружений можно увеличить за счет данных по Бетской Кордильере, Эллинидам, Камчатке и др., а также данных, относящихся к палеозоидам. Например, кристаллическое ядро **Большого Кавказа** (Главный и Передовой хребет) до недавнего времени считалось докембрийским фундаментом, а островодужные слабометаморфизованные толщи девона-нижнего карбона Передового хребта – его палеозойским чехлом. Сейчас установлено [Сомин, 2007; Somin, 2011], что в составе ядра доминируют среднепалеозойские породы, метаморфизованные на рубеже среднего и позднего палеозоя (рис. 9, 10) [Розен, Федоровски, 2001]. Поэтому комплексы ядра и островодужные серии – это тектонически совмещенные единицы, и ядро представляет собой обширное тектоническое окно в аллохтоне островодужных серий. При этом состав кристаллических пород (включая состав гранитоидов) и PT –условия их формирования резко изменяются от комплекса к комплексу так же, как и их структура. Контакты между такими комплексами тектонические. Иначе говоря, речь идет о коллажно – терррейновой структуре, отражающей большую величину горизонтального сокращения коры Б.Кавказа на доальпийском этапе его развития.

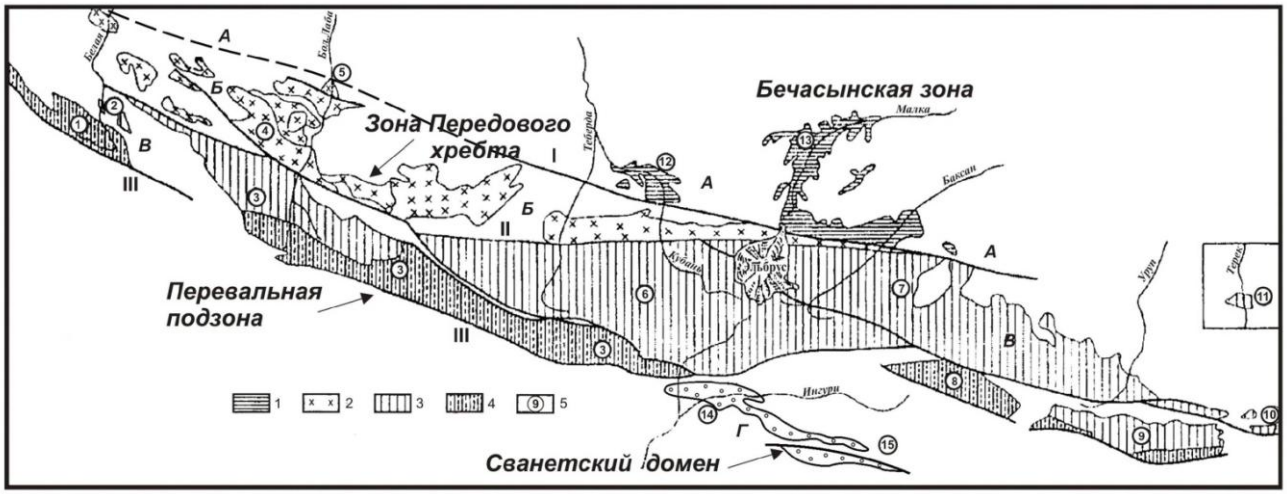


Рис. 9. Схема строения доальпийского основания Большого Кавказа.
А– Г – доальпийские домены и структурно-формационные зоны: (А-В – Северокавказский домен)
А – Бечасынская зона, Б – зона Передового хребта, В – зона Главного хребта, Г – Сванетский домен.
(1-4) – основные выходы домезозойских комплексов в зонах и подзонах; 1 – в Бечасынской зоне;
2 – в зоне Передового хребта; 3 – в Эльбрусской подзоне Главного хребта; 4 – в Перевальной подзоне Главного хребта; 5 – поднятия (выступы) доальпийского фундамента (цифры в кружках):
1 – Чугушское, 2 – Атамажинское; 3 – Софийское, 4 - Блыбское; 5 – Бескесское; 6 – Тебердинское,
7 – Балкаро-Дигорское; 8 – Шхарское; 9 - Адайхохское; 10 – Унальское; 11 – Дарьяльское; 12 – Кубанское; 13 – Кисловодское; 14 – Ингурское; 15 – Цхениз-Цхальское.
Разломы; 1 – Северный, II -Пшекиш-Тырныаузский, III - Главный Кавказский

Очень важным свидетельством такого сокращения являются и соотношения доюрского комплекса зоны Южного склона (дизской серии), или Сванетского домена, и метаморфических толщ зоны Главного хребта. Дизская серия - это слабо метаморфизованные, но сильно дислоцированные отложения, стратиграфический возраст которых по органическим остаткам определен в интервале нижний девон - верхний триас. Несогласия в этом интервале не установлены, т. е. есть основания считать, что стратиграфический разрез непрерывен. Гранитоидные интрузии отсутствуют. Расположенный непосредственно к северу от дизской серии метаморфический комплекс Главного хребта отделен от выходов этой серии лишь узкой полоской отложений лейаса. Однако породы комплекса метаморфизованы в условиях вплоть до амфиболитовой фации и замещены большими массивами син- и постметаморфических гранитоидов. Стратиграфически породы комплекса Главного хребта, судя по результатам U-Pb датирования, отвечают ордовику-нижнему карбону [Somin, 2011]. U-Pb-цирконовое датирование по «региональным» мигматитам однозначно показало, что региональный метаморфизм здесь произошел на границе среднего и позднего палеозоя (321 млн. лет тому назад (рис. 10).

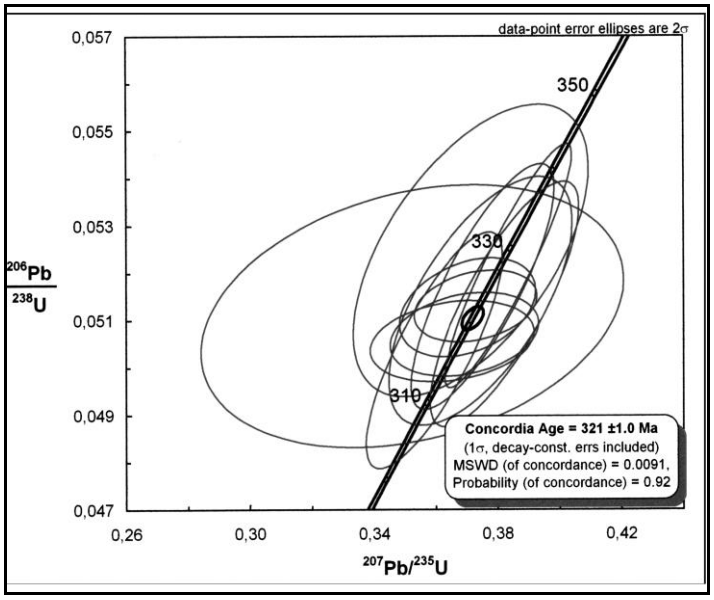


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для метаморфических цирконов парагнейсов гнейс-мигматитового комплекса, р. Адыр-су. Проба 0-17 (517).
Конкордантный возраст 321± 1,0 Ma
СКВО (конкордантности) = 0,0091, вероятность (конкордантности) = 0.92

Таким образом, здесь проявился классический варисцийский тектогенез, в то время как ничего подобного в Сванетском домене не происходило. Как можно видеть, здесь налицо резкое сближение, практически почти полное пространственное совмещение двух одновозрастных, но резко контрастных по всем своим характеристикам комплексов горных пород. Эти комплексы, несомненно, формировались на большом расстоянии друг от друга и в разных геодинамических обстановках. Их сближение должно было произойти в узком интервале времени в самом конце триаса - начале лейаса. С учетом северной вергентности дизской серии вполне возможно, что это сближение происходило в форме поддвигания (субдукции) названной серии к северу, под зону Главного хребта.

Изложенные данные (их количество можно было бы легко увеличить за счет материалов, касающихся Камчатки, Богемского массива, Бетской Кордильеры Испании, Эллинид Греции и мн. др.) позволяет заключить, что региональный метаморфизм проявлялся в подвижных поясах, лишь испытавших максимальное горизонтальное сокращение, выражавшееся в появлении зон субдукции и больших надвигов. Там, где такого сокращения нет, нет и метамофизма. Молодые метаморфические комплексы формируют внутренние, осевые зоны складчатых систем и обычно выступают в тектонических окнах, составляя псевдофундамент толщ, считавшихся автохтонными. Очевидно, само наличие молодых осевых метаморфических зон может служить признаком большого сокращения в поясе. Поскольку большое сокращение коры реализуется при коллизии и субдукции, эти явления и являются необходимыми условиями для метаморфизма. Однако собственно утолщение коры только в некоторых случаях может быть непосредственной причиной этого процесса: далеко не всегда вся кора обогащена радионуклидами и к тому же кондуктивный теплоперенос происходит слишком медленно, чтобы метаморфизм завершился в течение 15-20 млн. лет, как это вытекает из наших данных по поясам фанерозоя. Наиболее вероятно, что метаморфизм реализуется через сопровождающую коллизию деламинацию [Hausemen et al., 1981 и др.]: при быстром сжатии нижняя часть коры трансформируется в эклогиты, которые тонут в астеносфере, увлекая за собой всю кору.

Это вызывает быстрое погружение последней и дополнительные большие деформации горизонтального сжатия в ней. Отрыв плотного литосферного корня и его удаление астеносферными течениями приводит к быстрому перемещению вверх горячего астеносферного вещества, который и является главной причиной резкого повышения температуры в коре. Остается, однако, недостаточно ясен способ теплопереноса. Вероятно, здесь значительна роль флюидов. Они, очевидно, играют важную роль при надсубдукционном метаморфизме – формировании метаморфических зон в основании островных дуг.

ЛИТЕРАТУРА

Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. №5. С. 94-106.

Панов Д.И. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: механизм и время формирования // Сб. тр. Сев.-Кавк. техн. ун-та. серия «Тектоника и геодинамика». Вып.1, Ставрополь: 2002. С. 60-70.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные граниты и расслоенность земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // М.: Научный мир. 2001. 186 с.

Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. 2000. Т.375. №5. С. 662-665.

Сомин М.Л. Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С. 15 -38.

Сомин М.Л. Альпийская деформация комплексов основания и тектонический стиль Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С. 111-137.

Сомин М.Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы // М.: Наука. 1981. 217 с.

Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Кухмазов С.У. и др. Материалы геофизических исследований вдоль Эльбрусского профиля // Матер. XXXVIII Тект. совещ. М.: ГЕОС. Т. 2. С. 316-320.

Хаин В.Е. Мезозойско-кайнозойские аккреционные комплексы Большого Кавказа // ДАН. 2007. Т. 413, №5. С. 661-665.

Яковлев Ф.Л. Сбалансированная структура восточной части альпийского складчатого чехла Большого Кавказа по данным анализа деформаций в линейной складчатости // Тектоника и актуальные вопросы наук о Земле. Ш тектонофизическая конференция, материалы. М.: 2012. Т. 2. С. 77-81.

Hausemen G.A., McKenzie D.P., Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // Journ. geoph.res. 1981. №86. P. 6115-6132.

Kober B., Kalt A., Hanel M., Pidgeon R.T. SHRIMP dating of zircons from high-grade metasediments of the Schwarzwald, SW–Germany and implications for the evolution of the Moldanubian basement // Cont. miner.petr. 2004. №147. P. 330-345.

Somin M.L. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: brief overview // Turkish J. Earth Sc. 2011. Vol. 20. P. 545-610.

Trumpy R. Geology of Shwitzerland, a guide-book // Basel-New York. 1980. 104 p.

О ДИНАМИЧЕСКОМ ПОДХОДЕ ЧИСЛЕННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗВИТИЯ ДЕФОРМАЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Ю.П. Стефанов

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск, stefanov@ispms.tsc.ru

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время численное моделирование является важнейшим и активно развиваемым способом изучения деформационных процессов в геологических средах. Моделирование осуществляется путем численного решения уравнений математический физики или их системы, которые описывают соответствующий процесс или явления в рамках некоторой идеализации. Для этого исследуемая область разбивается на элементы или покрывается расчетной сеткой. Значения функций и переменных определяются в соответствующих узлах и ячейках или элементах при помощи разностных или конечно элементных операторов. Ввиду аналогии, часто численное моделирование называют численным экспериментом. Разница в том, что для численного моделирования требуется значительно меньше ресурсов, его легко повторить, а также в том, что в результате численного эксперимента мы будем иметь полную информацию о состоянии среды. Фактически это позволяет воспроизвести исследуемый процесс, в рамках заданной идеализации.

Развитию данного направления исследования способствует быстрый рост возможностей вычислительной техники. Разрабатываются новые алгоритмы вычислений и подходы к решению задач, усовершенствуются уже существующие. Некоторые подходы, разработанные несколько десятилетий назад, пережили спад и сужение области применения, а теперь снова вызывают интерес и вновь широко используются. Это связано с новыми возможностями вычислительной техники, а также расширением класса решаемых задач и исследуемых явлений.

В настоящий момент существует десятки самых разных коммерческих и свободных вычислительных пакетов, ориентированных на различный класс задач. Причем многие из них предлагает широкий выбор моделей и постановок, иногда допуская возможность применения некоторых собственных моделей и алгоритмов. Однако следует помнить, что любая вычислительная программа это, в первую очередь, инструмент, средство получения результата. Результат же всегда зависит от специалиста, который с ним работает. Численное моделирование предполагает гораздо более сложное и творческое исследование, чем проведение с помощью определенных программ некоторых вычислительных операций. Первой и, пожалуй, главной задачей исследователя в этой области является правильная формулировка задачи.

Постановка задачи предполагает детальное определение объекта исследования и его формализованное математическое описание. Для этого необходимо четко определить явления и процессы, которые предполагается исследовать и определить соответствующие свойства среды, при помощи которых их можно описать. Кроме того нужно определить геометрию объекта и его структуру, а также условия, в которых оно находится, условия нагружения и длительность исследуемого процесса. От того, насколько удачной является формулировка задачи, зависит успех ее решения.

Очень важно оставить в рассмотрении лишь те явления и особенности деформирования, которые играют наиболее важную, ключевую роль в исследуемом процессе. Это связано с тем, что чем больше явлений мы попытаемся учесть, тем сложнее будет их описать, сложнее будут законы, больше уравнений и параметров, а в итоге, — труднее интерпретировать результаты, выявить закономерности и разобраться в причинах и следствиях. Поэтому очень часто наиболее информативными и ценными являются задачи достаточно простой постановки. Но простая постановка, в данном случае, означает достаточно полную постановку, чтобы рассмотреть процесс с учетом важнейших особенностей поведения среды в интересующих условиях.

Следующим шагом является выбор модели среды и определение ее параметров. Модель среды это математическое выражение законов, взаимосвязей параметров внутреннего состояния среды через набор коэффициентов или функций. Здесь можно сказать почти тоже самое, – чем сложнее модель, тем больше в ней параметров, которые нужно знать, т.е. определить экспериментальным путем. Модель строится на основе обобщения и интерпретации экспериментальных данных.

Теперь о внутренней структуре и геометрии объекта. Эти свойства также задаются исходя из рассматриваемого процесса и возможного влияния на исследуемые явления. Заметим, что на

определение всех этих факторов при формулировке задачи могут сказаться имеющиеся возможности и наличие необходимых данных. В определенных случаях придется упростить задачу и отказаться от рассмотрения каких-то особенностей, либо найти способ их замещения через дополнительные соотношения в модели.

СИСТЕМА УРАВНЕНИЙ И МЕТОД РЕШЕНИЯ

При рассмотрении геомеханических процессов моделирование процесса деформирования тела осуществляют путем численного решения системы уравнений механики сплошной среды, которая включает уравнения движения или равновесия:

— движения: $\sigma_{ij,j} + \rho F_i = \rho \dfrac{\mathrm{d}u_i}{\mathrm{d}t}$,

— равновесия: $\sigma_{ij,j} + \rho F_i = 0.$

Еще одним уравнением системы является уравнение неразрывности, выражающее закон сохранения массы:

— неразрывности: $\dfrac{\mathrm{d}\rho}{\mathrm{d}t} + \rho u_{i,i} = 0.$

Здесь ρ — плотность материала, u_i — компоненты вектора скорости, σ_{ij} — компоненты тензора напряжений Коши, F_i — массовые силы. При некоторых формах определяющих соотношений и уравнения состояния система должна содержать также уравнение баланса энергии. Кроме того, в случае рассмотрения многофазных сред необходимы уравнения, описывающие взаимодействие этих фаз, а уравнения движения или равновесия записываются отдельно для каждой фазы,

Замыкают систему уравнений определяющие соотношения, которые конкретизируют поведение среды, задавая связи между тензорами напряжений и деформаций, или их скоростями. Определяющие соотношения упругопластической среды, позволяющие описывать поведение геосреды за пределом упругости, будут приведены в следующем разделе. Конечно разностные схемы, которые успешно используются на протяжении многих лет, в том числе для задач о деформировании геосреды подробно изложены в работах [Майчен и Сак, 1967; Уилкинс, 1967; Wilkins, 1999].

Динамический и квазистатический подходы. В соответствии с условиями конкретной задачи моделирование процесса деформирования осуществляют в рамках квазистатического или динамического подхода. В первом случае решается уравнение равновесия, когда время остается за рамками рассмотрения. В этом случае предполагается, что на каждом интервале решения среда находится в равновесии. Время может быть параметром, входящим в определяющие соотношения модели и уравнения, задающие внешнюю нагрузку. Таким образом, время является эффективным параметров, который может быть связан лишь с некоторыми изменениями, вызванными действием нагрузки, а также с изменениями внутреннего состояния среды.

Во втором случае решаются уравнения движения, тогда процессы нестационарны и рассматриваются с течением времени. Например, при динамическом нагружении, когда важно рассмотреть особенности распространения упругих или упругопластических волн и сопутствующие явления используется динамический метод. Однако в значительном круге задач о деформации в геосреде нагружение осуществляется настолько медленно, что осуществлять анализ динамики распространения волн смысла не имеет, тем более что это становится невозможным в силу бесчисленного числа их отражений и взаимодействий. Поэтому можно считать, что среда постоянно находиться в равновесии. В этом случае, на первый взгляд, кажется очевидным выбор квазистатического подхода описания, при котором осуществляется поиск решения соответствующего данным условиям нагружения. Развитие процесса представляется как последовательность решений при постепенном изменении (приращении) нагрузки.

Однако здесь могут возникнуть сложности, связанные с тем, что процессы разрушения и пластической деформации развиваются во времени и в пространстве, т.е. имеют динамический характер. Тогда, чтобы учесть последовательность развития этих процессов необходимо осуществлять поиск решений при очень мелком изменении нагрузки или состояния. Таким образом,

мы вынуждены приближаться к описанию динамического процесса, очень сильно уменьшая шаг приращения нагрузки. Причем, при неудачном, слишком большом приращении момент зарождения локализации деформации либо разрушения можно пропустить. Тогда неупругая деформация будет развиваться несколько иначе, сразу охватив значительно большую область, чем это было бы при точном расчете.

В итоге, при расчете деформации за пределом упругости при локализации деформации затраты вычислительного времени возрастают на порядки. Следует заметить, что в этом случае возникает также сложность, связанная с тем, что при выполнении условия пластичности или разрушения и расчете неупругой деформации нарушается условие равновесия. Это приводит к необходимости уточнения решения путем выполнения дополнительных итераций, что также приводит к многократному росту вычислительных затрат. Пренебрежение необходимостью уточнения решения и измельчения шага приращений может негативно сказаться на результате расчета. Кроме того, в качестве метода решения уравнений чаще всего используется неявный метод, требующий значительных ресурсов оперативной памяти. Это приводит к заметным ограничениям на размеры расчетной сетки, что особенно проявляется при трехмерных расчетах. Главным же достоинством метода конечных элементов является возможность получения более точного решения, по сравнению с конечно-разностными методами, особенно на этапе устойчивого деформирования, а также отсутствие ограничения на шаг приращения времени или нагрузки, за исключением физической сути процесса.

При использовании динамического подхода обычно применяют явные численные схемы, которые требуют значительно меньших ресурсов по оперативной памяти вычислительной техники. Их существенным недостатком является ограничение на шаг по времени, накладываемое условием устойчивости разностной схемы. Смысл этого ограничения состоит в том, что никакое возмущение среды не должно за один шаг по времени распространиться более чем на одну ячейку [Рихтмайер и Мортон, 1972].. В действительности ставится еще более жесткое ограничение — шаг по времени вычисляется из соотношения: $\Delta t = k\frac{h}{c}$, где c — местная скорость звука; h — эффективный размер ячейки; k — число Куранта. Поэтому, при «медленном» нагружении, длительном процессе становится невозможным моделирование процесса в реальном времени. Это ограничивало практическое применение динамических методов расчета изучением нестационарных явлений, в которых временно́й масштаб не превышает конечных времен пробега звуковой волны через расчетную область.

Однако современное развитие вычислительной техники в значительной степени смягчило это ограничение и позволило распространить динамические методы расчета на решение квазистатических задач [Ю.П. Стефанов, 2002, 2005, 2007, 2011, 2012; Макаров, 2007]. С этой целью используются специальные алгоритмы, ускоряющие получение квазистационарного состояния в исследуемой области.

Для рассмотрения процесса на большом интервале времени может быть введен дополнительный параметр, имеющий смысл эффективного времени. Этот параметр можно связать с определяющими соотношениями и внешней нагрузкой (также, как и в случае квазистатики), а также со временем установления квазистационарного состояния, чтобы избежать влияния динамики волновых процессов.

Поскольку в этом случае решаются динамические уравнения, любое воздействие на рассматриваемую область среды сопровождается динамическими явлениями, в среде будут распространяться волны нагрузки, напряженное состояние будет неоднородным. При плавном нагружении амплитуда колебаний напряженного состояния убывает пропорционально длительности роста нагрузки t_0. Поэтому для получения решения квазистатической задачи приложение нагрузки осуществляется таким образом, чтобы влияние динамических эффектов, обусловленных распространением упругих волн в исследуемом объекте, на процессы деформирования было несущественным. Установление квазистационарного состояния в рассматриваемой области среды обеспечивается, если нагрузка прикладывается плавным образом, когда длительность ее возрастания или изменения превышает время, необходимое для многократных пробегов упругой волны по длине образца:

$$t_0 = n\,L/c,$$

где L — наибольший (эффективный) размер расчетной области; c — скорость продольной волны; n — множитель, значение которого подбирается исходя из конкретной задачи. Удовлетворительные результаты для задач квазистатического нагружения получаются при n > 10-50. Применение такого подхода дает возможность рассматривать развитие процесса, что особенно важно при исследовании локализации пластической деформации и разрушении [Стефанов, 2002, 2005, 2007, 2011, 2012; Макаров, 2007; Cundall, 1976].

В случае если в определяющие соотношения не входит явным образом время, то скорость нагружения (деформации) при моделировании может существенно превышать эти скорости в реальном процессе. В этом случае анализ результатов также не должен содержать скорости деформации и другие динамические характеристики. Использовать такой способ необходимо с осторожностью, не забывая о выполнении условий, обеспечивающих плавное изменение напряженного состояния, т.е. интервал времени изменения напряжений должен быть достаточным для установления квазистационарного состояния. С целью ускорения такой «релаксации» применяются специальные алгоритмы, как правило, включающие в себя искусственные вязкости [Cundall, 1976; Johnson and Beissel, 2001].

Для процессов, где необходимо принимать во внимание кинетические характеристики, например в условиях разрушения, можно ввести эффективное время процесса, которое удобно связать с тем же параметром, что и время нагружения:

$$t^* = n^* L/c, \text{ или } t^* = n_1 t_0 .$$

Такой подход существенно расширяет область применения метода, позволяя использовать кинетические параметры, например, в условиях разрушения, например [Ахмадеев, 1988].

Применение динамического подхода для численного моделирования процесса деформации означает, что в теле всегда имеются незначительные возмущения напряженного состояния, оно перестает быть идеальным, однородным. Долгое время наличие возмущений являлось препятствием на пути активного использования динамических методов численного моделирования для описания процессов деформации в условиях медленного квазистатического нагружения. Однако в настоящее время таких препятствий нет, т.к. современные вычислительные мощности позволяют моделировать условия нагружения, при которых осцилляции напряженного состояния достаточно малы (много меньшей — менее 0.1 % амплитуды действующих напряжений), чтобы считать, что оно однородно. Следует отметить, что решение задач о квазистатическом нагружении в рамках используемого в работе динамического подхода оказывается достаточно эффективным и с точки зрения затрат вычислительных мощностей. Такой подход позволяет рассматривать процессы с большой детальностью, т.к. не требует значительного объема оперативной памяти.

Большим достоинством использования динамического подхода к описанию процессов деформирования является то, что в случае нарушения квазистатического состояния, например при разрушении, динамические эффекты (учитывающиеся автоматически) не выпадут из рассмотрения. К таким процессам следует отнести значительное количество задач, связанных с развитием пластической деформации и разрушением. Конечно, применение динамических методов к решению сугубо стационарных, статических задач не оправдано. Для этого имеются эффективные методы решения, например [Зенкевич, 1975].

Следует заметить, что развитие локализованной деформации и разрушение являются динамическими процессами, поэтому применение динамического описания оправдано физической сутью протекающих процессов и позволяет анализировать их развитие с течением времени. Таким образом, смягчение ограничений на временно́й интервал исследуемого процесса позволяет распространить динамические методы описания процессов на многие задачи, ранее рассматривавшиеся лишь в рамках квазистатических подходов.

Это особенно удобно для описания деформации горных пород, особенностью поведения которых является то, что неупругая деформация практически с самого начала развивается неоднородно, быстро формируются зоны локализации деформации и образуются трещины. Это связано в первую очередь с тем, что горные породы всегда являются микронеоднородными, в них имеются поры и трещины разных масштабов. В связи с этим, при решении задач о деформировании геоматериалов важным вопросом является выбор подхода и метода описания процесса, с учетом необходимости учета локализации деформации и разрушения.

В работах [Rudnicki and Rice, 1975; Issen and Rudnicki, 2000; Гарагаш,2006; Chemenda, 2007] показано, что неустойчивость деформирования и образование зон локализации определяется условиями нагружения и упругопластическими свойствами или значениями параметров моделей, что

подтверждается численными расчетами [Chemenda, 2007; Stefanov at al., 2011; Стефанов, 2002, 2005, 2010, 2012, 2013]. Зарождению полос локализации способствует неоднородность напряженно-деформированного состояния. При наличии включений или геометрической особенности место зарождения зоны локализации или трещины определяется этой особенностью. Однако учесть неоднородность геологической среды ввиду несоизмеримости масштабов явным образом не представляется возможным. Можно лишь сымитировать ее, задав некоторым образом мелкие включения среды. Это создаст множество очагов зарождения зон локализации.

Однако при решении системы уравнений динамики нет необходимости в искусственном введении особенностей среды, т.к. в этом случае неоднородность напряженного состояния будет всегда присутствовать за счет процессов непрерывного излучения и распространения упругих волн. При достаточно медленной скорости нагружения их амплитуда будет несоизмеримо меньше среднего уровня напряжений в теле, причем многократные отражения от всех границ сделают эту картину хаотической. Таким образом, наличие небольших возмущений напряженно-деформированного состояния обеспечит необходимую для зарождения зон локализации микронеоднородность. При этом развитие неупругой деформации и зон локализации будет полностью определяться уравнениями используемой модели описания поведения среды [Стефанов, 2002, 2005, 2010, 2012, 2013; Stefanov et al., 2011].

Еще одним, не маловажным фактором в пользу применения явных конечно-разностных схем является достаточная простота осуществления параллельных вычислений. Это многократно увеличивает возможности и расширяет круг задач, которые можно решить с использованием многоядерных станций.

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ГЕОМАТЕРИАЛОВ И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СООТНОШЕНИЯ МОДЕЛИ СРЕДЫ

Для решения задач о деформировании геологических сред необходимо уметь описывать поведение среды под нагрузкой. При построении математической модели нужно правильно выделить важнейшие особенности развития процесса деформации среды в рассматриваемых условиях. Совершенно очевидно, что рассмотреть и учесть при описании структуру материала с учетом геометрии и свойств отдельных компонентов явным образом не представляется возможным в силу огромного числа частиц и различия масштабов. На каком бы масштабе мы не рассматривали горную породу, она будет оставаться неоднородной. Поэтому необходимо применять модели поведения среды на основании данных о ее поведении с использованием эффективных характеристик, а влияние процессов и структуры более мелкого масштаба (но не значения) учесть через соответствующие уравнения.

Геологические материалы – грунты и горные породы являются средами с ярко выраженной неоднородной структурой. Это класс материалов, свойства которых зависят от напряженного состояния, от давления при котором они находятся. В зависимости от условий нагружения, а также структуры материала (пористости, трещиноватости, минерального состава и размера зерен) развитие деформации за пределом упругости в геологических средах сопровождается различными явлениями, рис. 1. При растяжении в таких материалах быстро развиваются магистральные трещины, разрушение, как правило, имеет хрупкий характер. В условиях сдвига поведение становится более сложным, часто сопровождается объемными изменениями и сильно зависит от давления. При умеренном давлении горные породы хрупки, в них разрушаются зерна и связи между ними. С ростом давления они ведут себя как упругопластические тела и разрушаются вязким образом.

Неупругая деформация развивается, в первую очередь, путем смещений по границам имеющихся микротрещин, происходит разрушение межзеренных контактов. В этом случае возможно образование крупных трещин, которым, как правило, предшествует разрыхление, рассеянное накопление микротрещин с увеличением объема и локализация деформации. В высокопористых породах при давлениях в десятки и сотни МПа происходит разрушение зерен. Их обломки забиваются в поры, поровое пространство сокращается, снижается проницаемость среды.

Несмотря на хрупкий характер разрушения на уровне зерен, образование трещин в условиях сжатия не приводит к полной потери прочности для большинства геологических материалов. Поведение тела зависит от траектории роста, возможности слияния и образования магистральных трещин. В свою очередь, это определяется условиями взаимодействия поверхностей несплошностей и величиной сжимающих напряжений, от которых зависят как условия контакта внутренних поверхностей, так и предельная длина трещин. В условиях бокового сжатия трение на поверхностях

микротрещин обеспечивает достаточную прочность и для приращения деформации необходимо приложить дополнительные усилия. Лишь при формировании протяженных, магистральных трещин или разломных зон наблюдают заметный сброс напряжений до остаточной прочности. Таким образом, макроскопическое поведение за пределом упругости геоматериалов в условиях сжатия подобно пластическому, поэтому общепринято рассматривать их поведение с использованием теории пластичности.

Лишь при больших давлениях, характерных для глубин в десятки километров, пористость среды становится пренебрежимо малой, неупругая деформация начинает развиваться на уровне кристаллической решетки зерен, т.е. происходит переход к дислокационному механизму пластичности.

Экспериментальные данные о свойствах геоматериалов, кроме упругих характеристик и плотности, содержат традиционные прочностные параметры: сцепление и угол внутреннего трения. На этих параметрах до сих пор основано подавляющее большинство расчетов по оценке прочности, несущей способности, устойчивости в строительстве и разработке полезных ископаемых. С семидесятых годов прошлого столетия стали осуществляться измерения дилатансии среды и соответственно дополняться данные об этих свойствах. В связи с тем, что геологические и другие материалы подобного типа обычно находятся в условиях сжатия, экспериментальные исследования осуществляют на образцах породы при неравноосном сжатии. Предварительно их подвергают действию определенной обжимающей нагрузке, а затем деформируют в направлении наибольшей оси образца до полного разрушения, сохраняя на боковых поверхностях постоянное значение давления. Размеры образцов обычно составляют несколько сантиметров, а соотношения сторон от 1 : 1.5 до 1 : 2.75. Чаще всего с этой целью используют цилиндрические образцы, реже — прямоугольной формы.

Одним из первых условий прочности геологических материалов является условие Кулона–Мора. Различные варианты данного критерия остаются в ряду наиболее часто используемых и в настоящее время. Важнейшими достоинствами этого условия являются простая интерпретация и физическая обоснованность в рамках определенных предположений. При численном моделировании в последние годы данный закон часто применяется с неассоциированным законом течения.

Следующим обобщением данной теории прочности стала модель Друккера – Прагера [Друккер и Прагер, 1975], первоначально сформулированная в рамках ассоциированного закона течения. Предложенный В.Н. Николаевским [1971, 1972] вариант модели с неассоциированным законом течения позволил сделать большой шаг в возможности ее применения для описания процессов деформирования. Несколько позднее в зарубежной литературе закрепилось название аналогичной модели как модели Друккера–Прагера с неассоциированным законом. В настоящее время это одна из общепринятых моделей. Подобный подход стал развиваться Рудницким, который представил предложенную ранее деформационную модель Райса в терминах теории течения. Для высокопористых сред Грушковым и Рудницким была предложена эллиптическая предельная поверхность [Grueschow and Rudnicki, 2005; Rudnicki, 2004], которая оказалась достаточно удобной для описания уплотнения высокопористых сред при высоких давлениях.

В настоящее время предложено большое количество различных форм предельных поверхностей. В некоторых из них применяются сложные уравнения функции текучести, в которые входит третий инвариант тензора напряжений, или параметр Лоде – Надаи. Однако применение таких моделей пока не нашло большого распространения ввиду их сложности и ограниченности экспериментальных данных, кроме того, остался открытым вопрос о целесообразности использования сложных форм предельной поверхности.

Следует заметить, что важнейшее значение имеет не первоначальный вид функции текучести или предельной поверхности, а ее изменение в ходе деформирования. Именно это определяет особенности развития деформации и все «тонкие» эффекты [Стефанов, 2007, 2010; Stefanov et al., 2011]. Начальная предельная поверхность описывает лишь начало процесса и дает первые оценки зарождения пластической деформации. Конечно, в условиях, когда информации о свойствах среды крайне мало усложнять расчеты, добавляя параметры, не имеет смысл. Тем самым мы лишь затрудним оценку неизвестных характеристик и затрудним интерпретацию результатов.

Изложение каждой из моделей в литературе, как правило, ограничивается заданием уравнения начальной предельной поверхности. Но знания предела текучести среды не достаточно для описания процесса деформирования за этим пределом. Очевидно, для проведения расчетов и получения адекватных результатов необходимо задание множества параметров, описывающих изменение предельной поверхности в ходе деформирования. Вопрос о применении конкретной модели,

получении необходимых соотношений для численного расчета, а также выбор законов, описывающих упрочнение и разрушение материала, каждый из авторов решает самостоятельно. Таким образом, для осуществления численных расчетов необходимо построение всех необходимых функций, описывающих развитие пластической деформации в ходе процесса, а также разработка соответствующих алгоритмов расчета.

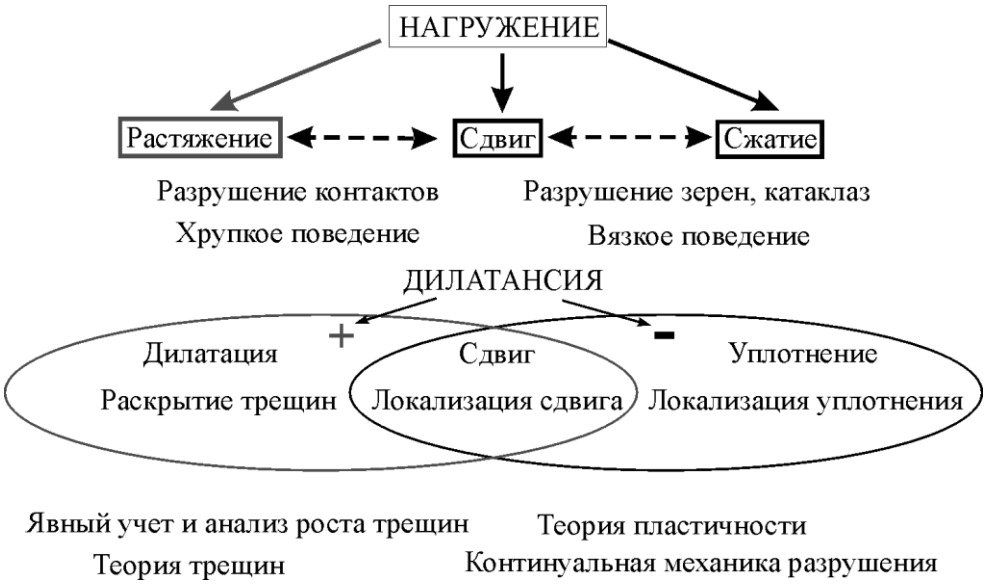


Рис. 1. Схема явлений, наблюдаемых при деформировании плотных и высокопористых геологических средах при различных условиях нагружения

Определяющие соотношения. Будем считать, что скорость деформации состоит из упругой и пластической частей:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \dot{\varepsilon}^{\mathrm{e}}_{ij} + \dot{\varepsilon}^{\mathrm{p}}_{ij}$$

До начала пластической деформации будем использовать гипоупругий закон, в котором устанавливается связь между скоростями изменения напряжений и деформации:

$$\frac{\mathrm{D}s_{ij}}{\mathrm{D}t} = 2\mu\left(\dot{\varepsilon}^{\mathrm{e}}_{ij} - \frac{1}{3}\dot{\varepsilon}^{\mathrm{e}}_{kk}\delta_{ij}\right),$$

$$\frac{\mathrm{D}s_{ij}}{\mathrm{D}t} = \dot{s}_{ij} - s_{ik}\dot{\omega}_{jk} - s_{jk}\dot{\omega}_{ik},$$

$$\dot{\sigma} = -K\frac{\dot{V}}{V},$$

где K и μ — модули сжатия и сдвига соответственно. При записи определяющих соотношений используется разложение тензора напряжений на шаровую и девиаторную части: $\sigma_{ij} = -\sigma\delta_{ij} + s_{ij}$, где $\sigma = -\sigma_{kk}/3$ — среднее давление; s_{ij} — компоненты девиатора тензора напряжений, δ_{ij} — символ Кронекера. Здесь использована коротационная производная Яумана, которая учитывает возможность поворота элементов среды как целого. Компоненты тензора скорости деформаций $\dot{\varepsilon}_{ij}$ и компоненты тензора скоростей вращения $\dot{\omega}_{ij}$ определяются из соотношений:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}),\ \ \dot{\omega}_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} - u_{j,i}).$$

Упругое состояние среды в пространстве напряжений ограничено поверхностью предельного состояния, при достижении которого начинается процесс неупругого, пластического деформирования, или разрушения.

$$f(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{p}) = 0,$$

где f — уравнение поверхности (функции) нагружения). Согласно теории течения пластическая деформация определяется из уравнения:

$$d\varepsilon_{ij}^{p} = d\lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}},$$

где $g(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{p}) = 0$ — пластический потенциал; $d\lambda$ определяется в ходе деформирования из условия пластичности; ε_{ij}^{p} — компоненты пластической (неупругой) деформации.

Предельную поверхность удобно представлять в координатах инвариантов напряжений. По оси абсцисс откладывают среднее давление, а по оси ординат — второй инвариант девиатора напряжений — интенсивность напряжений сдвига. Будем использовать поверхность, представленную на рисунке 2. Хорошо видно, что с ростом давления уровень интенсивности касательных напряжений, соответствующий предельному состоянию увеличивается, т.е. происходит увеличение эффективной прочности материала. В случае высокопористой среды это справедливо до достижения некоторого уровня давления, после которого прочность снижается. Это связано с началом разрушения зерен среды. В плотных средах рост прочности происходит до существенно большего значения, при котором проскальзывание по границам зерен становится практически невозможным и происходит переход к пластическому деформированию минералов. Этот процесс может быть описан с использованием условия Мизеса, аналогично тому, как это делается для описания пластичности металлов.

Предельная поверхность (рис. 2), в области сдвиговой деформации на интервале давлений $\sigma_t \le \sigma \le \sigma_0$ описывается уравнением:

$$f_1(\sigma, \tau) = \tau - \alpha\sigma - c$$

и при давлениях $\sigma > \sigma_0$ — уравнением:

$$f_2(\sigma, \tau) = \frac{(\sigma - \sigma_0)^2}{a^2} + \frac{\tau^2}{b^2} - 1 = 0.$$

Здесь $\alpha = \alpha(e^{p}, \sigma)$, $c = c(e^{p}, \sigma)$ — коэффициенты внутреннего трения и сцепления, $\tau = (s_{ij}s_{ij}/2)^{1/2}$ — интенсивность касательных напряжений, σ_t — прочность на отрыв, σ_0 — пороговое давление, при котором начинается уплотнение материала, $a = \sigma_1 - \sigma_0$, $b = c + \alpha\sigma_0$.

Сложность описания поведения материалов за пределом упругости состоит в том, что поверхность, ограничивающая напряженное состояние, при достижении котором начинается развитие пластической деформации и/или разрушение среды не является фиксированной, она меняется в ходе деформирования. В ходе развития деформации меняется не только предельная поверхность, но и соотношение между приращениями сдвиговой и объемной частями пластической деформации, т.е. направление вектора пластической деформации. Таким образом, параметры, описывающие поведение среды за пределом упругости, являются функциями от накопленной пластической деформации (ее объемной и сдвиговой частями) и давления. Как показано на рис. 2, предельная поверхность не остается постоянной, а меняется в ходе деформирования. Поэтому для описания процесса необходима формулировка законов ее изменения.

Изменение предельной поверхности и других параметров в ходе процесса связано с тем, что при пластической деформации среда меняется за счет образования и слияния трещин. Процесс неупругой деформации не обратим. Таким образом, фактически в каждый последующий момент времени мы имеем дел с новым материалом.

В ходе деформации происходит упрочнение материала и накопление повреждений. Предельная поверхность расширяется до достижения некоторого уровня, после чего начинается процесс интенсивного разрушения, поверхность сужается. Затем, начинается процесс интенсивного разрушения, поверхность сужается (рис. 2, *б)*. Это означает, что сдвиговые напряжения, которые

может испытывать материал, снижаются. Такое поведение среды может быть описано уравнением [Стефанов, 2002, 2005, 2008; Stefanov et al., 2011]:

$$c(\gamma^{\mathrm{p}}) = c_0[1 + h(A(\gamma^{\mathrm{p}}) - D(\gamma^{\mathrm{p}}))],$$

где h — коэффициент упрочнения, $\mathrm{d}\gamma^{p} = 2\left(\mathrm{d}e_{ij}\right)^{p}(\mathrm{d}e_{ij})^{p}/2\Big)^{1/2}$ интенсивность сдвиговой пластической деформации, $e_{ij}^{\mathrm{p}} = \varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}} - \frac{1}{3}\varepsilon_{kk}^{\mathrm{p}}\delta_{ij}$. Для учета упрочнения используется линейная зависимость $A(\gamma^{\mathrm{p}}) = 2\gamma^{\mathrm{p}}/\gamma^{*}$ и квадратичная — для учета разупрочнения (накопления повреждений) $D(\gamma^{\mathrm{p}}) = (\gamma^{\mathrm{p}}/\gamma^{*})^{2}$, где γ^{*} — критическая деформация, после достижения которой преобладает деградация материала,

Влияние давления на предельную деформацию, которую материал выдерживает до начала разупрочнения, может быть учтено при помощи соотношения:

$$\gamma^{*} = \gamma_0^{*}(1 + w\sigma/\sigma^{*}),$$

где γ_0^{*} — пластическая деформация начала разрушения при отсутствии обжимающего (сдерживающего) давления; w и σ^{*} — параметры. Такой способ позволил описать переход от хрупкого к «вязкому» характеру поведения с ростом давления [Стефанов, 2008].

В связи с низкой прочностью таких материалов на отрыв σ_t, поверхность обычно ограничивают в области растяжения. Усечение предельной поверхности в области растяжения также определим с учетом повреждений:

$$\sigma_t = \sigma_t^{0}(1 - D(\gamma^{\mathrm{p}})).$$

Учет изменения прочности нагруженной среды с течением времени, может быть осуществлен путем введения функции накопления повреждений [Ахмадеев, 1988; Макаров и др. 2007]:

$$D_2(\sigma_{ij}, t) = \int \frac{(s - s_0)^{n}}{(s^{*})^{n} t^{*}}\,\mathrm{d}t \quad \text{для } s > s_0,$$

где s — эффективное напряжение; s_0, s^{*}, t^{*} и n — параметры, определяющие пороговое напряжение, начиная с которого накапливаются повреждения, предельное напряжение и параметры, характеризующие скорость накопления повреждений. В этом случае, например уравнение, описывающее упрочнение и разупрочнение дополняется множителем, содержащим кинетическую функцию:

$$c = c_0(1 + h(A(\gamma^{\mathrm{p}}) - D(\gamma^{\mathrm{p}})))(1 - D_2(\sigma_{ij}, t)).$$

Применение данных соотношений позволяет рассматривать задачи о развитии деформации и разрушении при не изменяющейся внешней нагрузке, за счет деградации прочности с течением времени,

Следует заметить, что упрочнение, связано с появлением новых зацепов на поверхностях трещин и препятствий на пути их роста. В геологических средах большое значение имеет также упрочнение геометрического характера, или дилатансионной природы, т.к. в ходе неупругой деформации геоматериалов происходит разбухание вещества, вызванного раскрытием микротрещин и переупаковкой частиц [Николаевский, 1971].

Вид функций, описывающих упрочнение и деградацию материала, подбирается исходя из экспериментальных данных. Кроме того, параметры, описывающие внутреннее трение и дилатансию, также не остаются постоянными в процессе деформации, поэтому для построения соответствующих зависимостей требуются специальные измерения, которые ранее проводились крайне редко. Учет различных форм накопления повреждений определяется исходя из условий конкретной задачи.

При высоких значениях давления, когда раскрытие трещин и проскальзывание их поверхностей становится практически невозможным, происходит переход к пластическому деформированию кристаллической решетки зерен, что имеет место, например на глубинах несколько десятков

километров [Николаевский, 1979]. При таких нагрузках предельная поверхность может быть принята в виде цилиндра Мизеса, рис. 2, *а*.

Для описания процесса необходимо сформулировать закон, по которому можно рассчитать деформацию за пределом упругости. Согласно теории течения пластическая деформация развивается по нормали к поверхности пластического потенциала. В случае если в уравнение пластического потенциала входит первый инвариант напряжений или давление, то пластическая деформация сопровождается изменением объема – дилатансией. Простейшим уравнением пластического потенциала такого вида будет:

$$g = \tau - \Lambda\sigma,$$

где Λ — коэффициент дилатансии.

Дилатансия является важнейшим свойством, которое проявляется при деформировании за пределом упругости. В ходе сдвиговой деформации при умеренном давлении происходит образование трещин и пустот, происходит разрыхление, разуплотнение среды, что приводит к увеличению объема. При высоком давлении в высокопористых материалах начинается процесс уплотнения, дилатансия имеет обратный знак. Таким образом, коэффициент дилатансии зависит от давления, пористости и деформации среды.

В ряде работ предложены соотношения, отражающие влияние давления, предельной пористости и накопленной неупругой объемной деформации на коэффициент дилатансии, например [Николаевский, 1981; Капустянский и Николаевский, 1984, 1985; Замышляев и Евтерев, 1990]. Зависимости вида $\Lambda = \Lambda(\sigma, \varepsilon^p)$ подтверждаются экспериментами и имеет естественную интерпретацию, отражая в том числе факт, что скорость объемной деформации и ее предельная величина зависят от действующего давления. Однако задание параметра модели как функции двух параметров состояния среды становится сложным и не однозначным. Поэтому, попробуем, не теряя общности, учесть влияние давления и накопленной объемной деформации на коэффициент дилатансии, несколько упростив вид данной зависимости.

При рассмотрении процесса деформации справедливо считается, что при сокращении пористости в результате компакции среды, пороговая величина σ_0 (рис. 2) возрастает, соответственно «крышка» — правая, замыкающая часть предельной поверхности смещается вправо. Причем обычно рассматривается процесс именно в направлении компакции. Тогда логично предположить, что увеличение объемной деформации, а соответственно и пористости в ходе сдвиговой деформации приводит к снижению порогового давления σ_0, что означает смещение «крышки», замыкающей предельную поверхность влево по оси давления. Запишем это в виде одного выражения:

$$\sigma_0(\varepsilon^p) = \sigma_0^0\left(\frac{\varepsilon^*}{\varepsilon^* - \varepsilon^p}\right)^m.$$

Здесь $\varepsilon^p = \varepsilon_{kk}$, ε^* — предельная объемная деформация уплотнения или начальная пористость.

Приняв такой закон изменения порогового давления σ_0 без ограничения на знак неупругой объемной деформации, мы допускаем возможность смены режима деформации с дилатансионного на компакционный и наоборот [Стефанов, 2010]. Напомним, что компакция имеет место, когда давление $\sigma > \sigma_0$. Теперь зависимость коэффициента дилатансии от давления можно записать в виде:

$$\Lambda(\sigma) = \Lambda_0\left(\frac{\sigma_0 - \sigma}{\sigma_0}\right)^n \text{ для } \sigma < \sigma_0$$

$$\Lambda(\sigma) = -\left(\frac{\sigma - \sigma_0}{\sigma_1 - \sigma_0}\right)^n \text{ для } \sigma_0 < \sigma < \sigma_1.$$

Таким образом, коэффициент дилатансии стал функцией только давления, а влияние накопленной объемной пластической деформации проявляется через значение порогового давления [Стефанов, 2010, Stefanov et al., 2011]. Заметим, что в работах [Николаевский, 1981; Капустянский и

Николаевский, 1984, 1985; Замышляев и Евтерев, 1990] сделано наоборот, коэффициент дилатансии фактически зависит от предельной пористости, величина которой есть функция давления. Однако по сути, итоговые зависимости имеют похожий вид.

Заметим, что наиболее распространенные соотношения, используемые при рассмотрении пластичности металлов, это предельная поверхность в виде цилиндра Мизеса, условия пластической несжимаемости и ассоциированный закон течения являются наиболее простыми частными случаями приведенных здесь соотношений.

Алгоритмы расчета. Для расчета процесса деформации за пределом упругости применим процедуру вычислений, основанную на мгновенном приведении напряжений на поверхность нагружения (текучести) (Следует заметить, что приведение напряжений может осуществляться и с учетом времени релаксации). На каждом последовательном шаге по времени приращения пластической деформации будут пропорциональны разнице между напряжениями, вычисленными по упругому закону, и напряжениями, соответствующими предельной поверхности (текучести). Первый этап расчета после определения координат точек расчетной сетки и нахождения полных приращений деформации состоит в предварительном расчете напряжений по упругому закону. Обозначим предварительно вычисленные напряжения звездочкой:

$$(s_{ij}^{n+1})^* = s_{ij}^n + (\Delta s_{ij}^{n+1})^*,$$

$$(\sigma^{n+1})^* = \sigma^n + (\Delta\sigma^{n+1})^*.$$

После этого проверяем, находится ли данная точка в пространстве напряжений внутри предельной поверхности или нет, т.е. проверяется условие перехода в пластическое состояние. Проверка условия осуществляется подстановкой данных значений напряжений в уравнение, определяющее предельную поверхность. Если $f^* = f(\sigma_{ij}^*) \le 0,$ то состояние материала в данной ячейке расчетной сетки на текущем интервале времени находится внутри предельной поверхности, т.е. данный элемент среды находится в упругом состоянии и можно продолжить расчет на последующий слой времени, опустив символ «*». Другими словами, рассчитанное напряженное состояние соответствует истинному и можно переходить к дальнейшему расчету на следующем слое по времени.

В случае $f^* = f(\sigma_{ij}^*) > 0,$ т.е. когда точка в пространстве напряжений оказалась вне поверхности, заданной функцией текучести, условие пластичности считается выполненным, элемент среды переходит в пластическое состояние и часть деформации имеет неупругий характер. Необходимо вычислить эту часть пластической деформации, так чтобы точка в пространстве напряжений оказалась на поверхности, определяющей область упругого состояния и ограничивающей возможное напряженное состояние среды.

Использование ассоциированного закона означает, что из данного предварительно вычисленного напряженного состояния точка Σ^* должна быть перенесена на предельную поверхность, переместившись к ней по нормали (рис. 2, *г*). В случае использования неассоциированного закона течения, когда уравнения предельной поверхности и пластического потенциала не совпадают, точка в пространстве напряжений перемещается по нормали к поверхности пластического потенциала до пересечения с предельной поверхностью. Таким образом, осуществляется корректировка напряжений, чтобы удовлетворить условиям, определенным моделью поведения.

Предельная поверхность и поверхность пластического потенциала изменяются в ходе развития неупругой деформации, они эволюционируют от одного временно́го шага к другому в соответствии с заданными законами. Для осуществления расчетов, моделирующих поведение среды в ограниченной расчетной области, нам необходимо получить выражения, которые позволят вычислить напряжения и деформации в ходе процесса.

Для вычисления неупругой деформации необходимо определить направление вектора ее приращения в пространстве напряжений, в котором строится предельная поверхность. С этой целью воспользуемся линейной формой пластического потенциала, приняв неассоциированный закон течения, как это было предложено Николаевским [1971]. Запишем необходимые для вычислений соотношения [Стефанов, 2002, 2005, 2010, Stefanov et al., 2011].

$$g = -\beta\sigma + \tau.$$

Тогда приращения пластической деформации и напряжения будут определяться из выражений:

$$d\gamma^{\mathrm{p}} = \lambda \frac{\partial g}{\partial \tau} = \lambda,$$

$$d\varepsilon^{\mathrm{pl}} = -\lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma} = -\lambda\beta,$$

$$\tau = \tau^{*} - \lambda\mu,$$

$$\sigma = \sigma^{*} + \lambda\beta K,$$

$$\lambda = f^{*}/(\mu + \alpha K\beta).$$

Имея значения второго инварианта девиатора напряжений, можно вычислить компоненты напряжений как: $s_{ij} = s_{ij}^{*}\dfrac{\tau}{\tau^{*}}$.

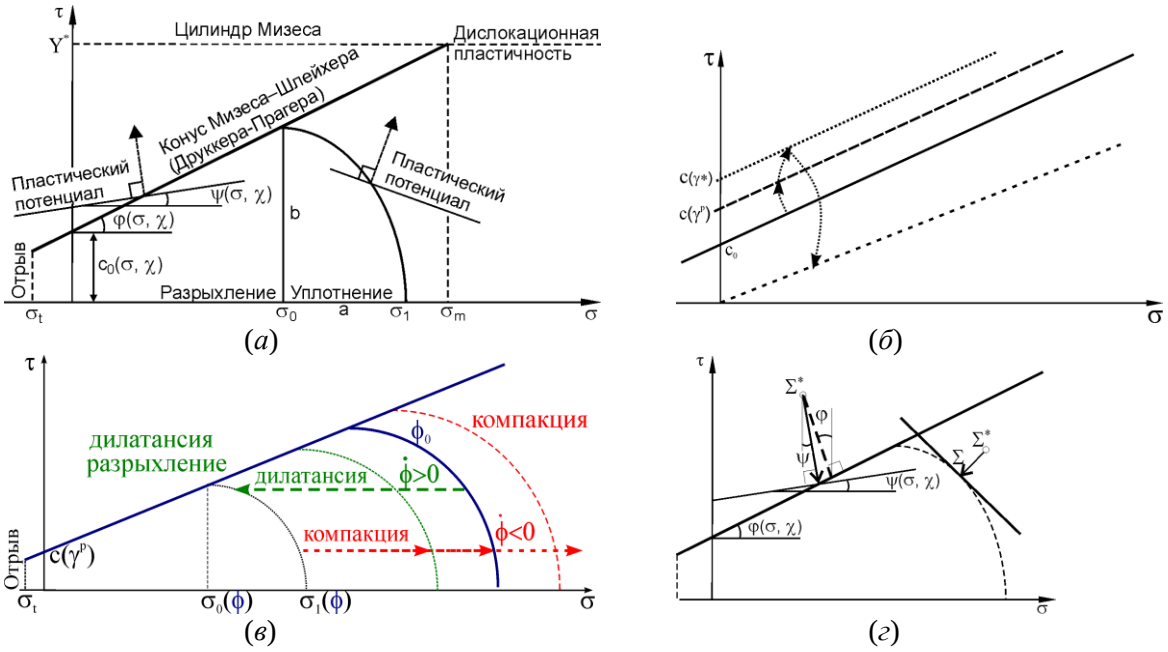


Рис. 2. Вид поверхности предельного состояния горных пород (*а*) и ее изменение в ходе сдвиговой (*б*) и объемной пластической деформации (*в*). Иллюстрация к схеме расчета напряжений (*г*)

Наряду с неявным учетом разрушения, которое имеет место при развитии неупругой деформации и ее локализации в некоторых случаях целесообразно использовать явный подход описания формирования трещин. В численных расчетах удобным способом представления трещины является ее описание по границам расчетных ячеек [Wilkins, 1972, 1999; Немирович-Данченко, 1998; Стефанов, 2005, 2008]. В этом случае берегами трещины будут границы расчетных ячеек. Для этого используется процедура разделения узлов расчетной сетки. Для выполнения такой операции каждый узел сетки заменяется группой из четырех узлов. До тех пор пока материал остается сплошным, узлы в группе объединены. В случае необходимости группа распадается, и мы имеем не один узел, а два, три или четыре узла, в соответствии с конфигурацией трещин в разрушенной области. При этом не меняется схема расчета параметров напряженно-деформированного состояния, т.к. они вычисляются в ячейках сетки. Особенности реализации и применения такого подхода можно найти в работах [Wilkins, 1972, 1999; Немирович-Данченко, 1998; Стефанов, 2000, 2005, 2008].

Использование такого подхода удобно и дает хорошие результаты для описания формирования и роста трещин отрыва [Немирович-Данченко, 1998; Стефанов, 1998, 2000, 2005]. Моделирование роста сдвиговых трещин в условиях сжатия требует учета взаимодействия ее поверхностей. Алгоритмы расчета взаимодействия можно найти в работах [Bourago, 2002; Бураго и Кукуджанов, 2003; Johnson and Stryk, 2001; Гулидов А.И., Шабалин, 1987, 1994; Уилкинс, 1967; Wilkins, 1999]. Они

дают хорошие результаты в случае взаимодействия поверхностей вдоль одной или нескольких гладких поверхностей, но не очень эффективны, если траектории трещины ломаны [Стефанов, 1998, 2005].

Стабилизация расчетной сетки. Одним из недостатков численных схем является возникновение при расчетах эффектов, не соответствующих физике процесса. К числу таких проблем относятся осцилляции, связанные с точечным распределением масс и четным порядком аппроксимации уравнений. Для устранения данных эффектов возникает необходимость применения искусственной вязкости [Майчен и Сак, 1967; Уилкинс, 1967; Wilkins, 1999]. Стабилизирующая искусственная вязкость добавляется к соответствующим компонентам напряжений при расчете скорости (ускорения) узлов расчетной сетки. Данные алгоритмы подробно описаны в литературе, поэтому приводить здесь их не будем. Заметим лишь, что например, при использовании данной схемы хорошо работают известные типы искусственных вязкостей: объемные квадратичные и линейные, а также тензорные или вязкости Навье – Стокса. Наилучшие результаты получаются при использовании комбинации вязкостей различного типа. В [Немирович-Данченко и Стефанов, 1995] было проиллюстрировано, что применение искусственной вязкости не отражается на скорости распространения в среде волн. Однако совершенно естественно, что она вносит вклад в их динамику, т.е. рассматриваемая среда обладает свойством диссипации. Поэтому, неудачно выбранные коэффициенты могут отразиться на точности описания процесса.

В работе [Johnson and Beissel, 2001] для некоторых случаев предлагается также использовать алгоритмы сглаживания (размазывания), а также фильтрации высокочастотных колебаний при анализе результатов. Если последнее может быть оправдано, то сглаживание на этапе расчета крайне не желательно, т.к. может существенно исказить полученный результат. Такую процедуру можно использовать лишь на этапе устойчивого деформирования для ускорения достижения квазистационарного состояния. Но и в этом случае к такой процедуре нужно относиться очень осторожно.

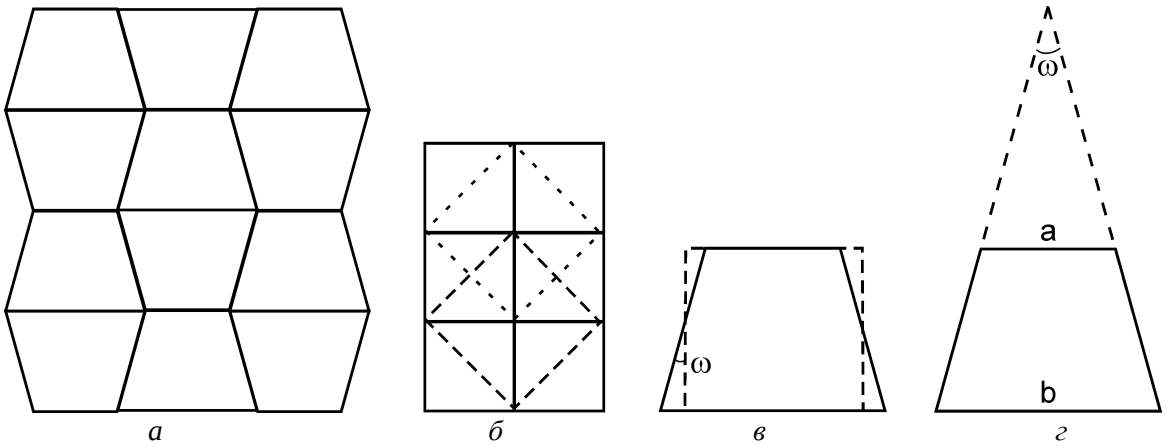
При проведении расчетов с использованием прямоугольных ячеек наибольшие неприятности доставляет движение, которое «выворачивает» ячейки. В связи с этим нашли применение методы, использующие не четырехугольные, а треугольные ячейки. Кроме того, существуют различные алгоритмы, позволяющие в определенной мере снять эти проблемы в расчетах. Наиболее популярные из них состоят в перестройке сетки в процессе расчета, другие — в применении специальных типов искусственных вязкостей, препятствующих искривлению их формы [Johnson and Beissel, 2001]. Данный вопрос остается предметом исследований и разработок новых способов и алгоритмов устранения нефизичных искажений сетки.

Хорошо известно, что треугольные ячейки имеют избыточную жесткость, что может исказить результаты при больших деформациях. В противоположность этому «жесткость» четырехугольных ячеек недостаточна. В связи с этим, одной из самых серьезных проблем применения методов с прямоугольными ячейками являются так называемые «песочные часы» — трапецевидное изменение формы ячеек (рис. 3, *а*), которое не приводит к изменению напряженного состояния, т.к. вычисленное значение деформации не меняется. Такой тип деформации искажает результаты и нередко быстро приводит к невозможности продолжения расчета.

Для предотвращения данного эффекта используются «угловые» и «треугольные» формы искусственной вязкости. Применение треугольного типа вязкости фактически означает дополнительное разбиение ячеек на треугольники, окружающие каждый узел (рис. 3, *б*). В этих ячейках рассчитываются скорость деформации и значения искусственной вязкости — дополнительных «вязких» напряжений, действующих на узлы сетки [Майчен и Сак, 1967; Уилкинс, 1967; Wilkins, 1999, Стефанои, 2005]. Искусственная вязкость такого типа хорошо работает при расчете больших деформаций, однако приводит к достаточно ощутимым затратам на вычисления. Кроме того, применение данного алгоритма не всегда позволяет стабилизировать сетку при больших значениях напряжений.

При использовании искусственных вязкостей углового типа (рис. 3, *в*) принимается во внимание разница изменения углов противоположных граней. Ее вычисление также требует существенных вычислительных затрат. Значительно экономичнее оказывается предложенный автором алгоритм «моментной» вязкости, в котором рассматривается изменение отношения проекции длины противоположных граней ячейки (рис. 3, *г*). Такой алгоритм особенно эффективен при расчете малых деформаций, например задач об излучении и распространении упругих волн. Хорошую эффективность данный тип вязкости показал также при рассмотрении задач с большим

перепадом напряжений в качестве начального состояния, например при рассмотрении задач геомеханики, где важен учет гравитационных сил [Гольдин и др., 2006], а также в задачах расчета уплотнения материала [Стефанов, 2007; Stefanov *et* al., 2011]:], когда большие линейные деформации не сопровождаются значительным искривлением формы ячеек.



а *б* *в* *г*

Рис. 3. Нежелательное искажение формы ячеек расчетной сетки в виде «песочных часов» (*а*); дополнительное разбиение ячеек на треугольники в «треугольной» вязкости (*б*); углы ω, изменение которых рассматривается при использовании «угловой» (*в*) и «моментной» (*г*) вязкостей

Заметим, что универсальных рецептов по выбору того или иного типа вязкости и значений их коэффициентов не существует. Для каждого типа задач приходится выбирать наиболее удобный вариант. Например, для задач, в которых имеют место большие значения деформаций и повороты ячеек, хорошо работает алгоритм треугольной вязкости. Для задач, в которых деформации ячеек невелики, вероятно, наиболее подходящими будут угловые типы вязкости. Здесь также хорошо работают алгоритмы, где рассматривается не поворот, а отношение длин противоположных граней.

Следует помнить, что большинство программ численного моделирования, включая коммерческие пакеты, используют такие алгоритмы стабилизации, хотя не всегда об это говорят. Результатом чересчур сильной «стабилизации» расчетной сетки может быть то, что важные эффекты деформирования буду отсутствовать. Например, может оказаться завышенной прочность или скорость трещины станет ниже, локализация деформации наступит значительно позже или будет отсутствовать вовсе. Это является своеобразной платой за надежность работы коммерческого продукта. Тем более, имея довольно приблизительные представления о реализации алгоритмов и моделей трудно разобраться в таких тонкостях, даже если они доступны для управления.

По этой причине использование оригинальных программ для исследовательских целей может быть более полезным. Моделирование на основе оригинальных программных комплексов имеет определенные преимущества в виду большой гибкости в формулировки задачи и выборе моделей описания поведения среды, а также учете важнейших особенностей процесса.

Изложенные особенности численного расчета реализованы в пакетах оригинальных программ, которые успешно используются на протяжении многих лет для решения разных задач о деформации и разрушения твердых тел., в том числе задач геомеханики. Особенности используемого подхода и многих алгоритмов для описания процессов деформации, а также результаты их применения можно найти в работах [Стефанов, 2002, 2005, 2007, 2010; Stefanov at el., 1998, 2000, 2004, 2011; Макаров и др. 2007].

Многие изложенные особенности подхода аналогичны тем, что реализованы в пакете FLAC который успешно используется для решения многих задач геомеханики. Не достаточная распространенность этого пакета, вероятно, связана с достаточно высокой стоимостью, а также его сложностью, что требует высокой квалификации исследователя для его использования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Математическое моделирование является важнейшим инструментом исследования процессов деформации, протекающих в средах под действием нагрузки. Наиболее значимой частью исследования для моделирования процесса деформирования является формулировка задачи выбор или построение определяющих соотношений. В данных соотношениях необходимо учесть

важнейшие особенности поведения, присущие конкретной среде в интересующих условиях. Сложность описания поведения геоматериалов за пределом упругости состоит в том, что поверхность, ограничивающая напряженное состояние, при достижении которой начинается развитие пластической деформации, разрушение среды не является фиксированной, она меняется в ходе деформирования. В ходе развития деформации меняется не только предельная поверхность, но и соотношение между приращениями сдвиговой и объемной частей пластической деформации, т.е. направление вектора пластической деформации. Таким образом, параметры, описывающие поведение среды за пределом упругости, становятся функциями от накопленной пластической деформации и давления.

Основную сложность в изучении процессов деформации составляет неоднородный, нередко локализованный характер ее развития. Необходимость рассмотрения развития процессов деформирования с учетом локализации деформации и разрушения среды делает целесообразным применение динамического подхода к описанию процесса, в том числе и для задач квазистатического нагружения. Задача разработки численных моделей, которые позволят описывать процессы деформирования в различных условиях нагружения остается актуальной.

Одной из основных задач, которую позволяет решить моделирование процессов деформации является проверка гипотез о действующих условиях и строении среды. Такие исследования имеют первостепенное значение для объяснения механизмов и условий протекания геомеханических процессов, а также проверки гипотез о структуре, напряженном состоянии рассматриваемой области и предсказания дальнейшего поведения среды.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 13-05-98083 Сибирь-а), Интеграционного проекта СО РАН №12, а также при частичной поддержке Программы III.23.1. фундаментальных исследований СО РАН на 2013-2016 гг и гранта Минобрнауки РФ (Соглашение №8661).

ЛИТЕРАТУРА

Ахмадеев Н.Х. Динамическое разрушение твердых тел в волнах напряжений. Уфа: БФАН СССР. 1988. 168 с.

Бураго Н.Г., Кукуджанов В.Н. Численное решение задач континуального разрушения / Препринт № 746. М.: Институт проблем механики РАН, 2003. 38 с.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12, № 1. С. 131–183.

Гарагаш И.А. Условия формирования регулярных систем полос сдвига и компакции // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 657–668.

Гулидов А.И., Шабалин И.И. Метод свободных элементов. Приложение к решению задач разрушения упругопластических тел в процессе ударного взаимодействия. Новосибирск: 1994. 32 с. / Препринт № 9-94.

Гулидов А.И., Шабалин И.И. Численная реализация граничных условий в динамических контактных задачах. Новосибирск, 1987. 38 с. / Препринт № 12-87.

Друккер Д., Прагер В. Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир. 1975. С. 166–177.

Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1094–1105.

Замышляев Б.В., Евтерев Л.С. Модели динамического деформирования и разрушения грунтовых сред. М.: Наука. 1990. 215 с.

Зенкевич О. Метод конечных элементов в технике. М.: Мир. 1975. 541 с.

Капустянский С.М., Николаевский В.Н. Параметры упругопластической дилатансионной модели для геоматериалов // ПМТФ. 1985. № 6. С. 145–150.

Капустянский С.М., Николаевский В.Н. Количественная формулировка упругопластической дилатансионной модели // МТТ. 1984. № 4. С. 113–123.

Майчен Дж., Сак С. Метод расчета «Тензор» // Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир. 1967. С. 185–211.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. Новосибирск: Изд-во «Гео». 2007. 240 с.

Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35, Вып. 6. С. 1017–1029.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817–821.

Николаевский В.Н. Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твердых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ АН СССР. 1972. С. 5–85.

Немирович-Данченко М.М. Модель гипоупругой хрупкой среды: применение к расчету деформирования и разрушения горных пород // Физ. мезомех. 1998. Т. 1, № 2. С. 107–114.

Немирович-Данченко М.М., Стефанов Ю.П. Применение конечно-разностного метода в переменных Лагранжа для расчета волновых полей в сложнопостроенных средах // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 96–105.

Полянский О.П, Прокопьев А.В., Стефанов Ю.П. Стадийность формирования вилюйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстриппинг_анализа и численного моделирования // ДАН. 2012. Т. 443, № 4. С. 486–491

Рихтмайер Р., Мортон К. Разностные методы решения краевых задач. М.: Мир. 1972. 420 с.

Стефанов Ю.П. Численное исследование поведения упруго-идеальнопластических тел, содержащих неподвижную и распространяющуюся трещины, под действием квазистатических и динамических растягивающих нагрузок // Физ. мезомех. 1998. Т. 1, № 2. С. 81–93.

Стефанов Ю.П. Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физ. мезомех. 2002. Т. 5, № 5. С. 107–118.

Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

Стефанов Ю.П., Тьерселен М. Моделирование поведения высокопористых геоматериалов при формировании полос локализованного уплотнения // Физ. мезомех. Т. 10, №1. 2007. С. 93–106

Стефанов Ю.П. Численное моделирование деформирования и разрушения горных пород на примере расчета поведения образцов песчаника // ФТПРТИ. 2008. № 1. С. 73–83

Стефанов Ю.П., Евсеев В.Д. Численное исследование деформации и разрушения горных пород под действием жесткого штампа // Известия Томского политехнического университета. 2009. Т. 315, № 1. С. 77–81

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Формирование полос локализованного сдвига в слое геосреды при разрывном сдвиге основания // Физ. мезомех. 2012. Т. 15, № 2. С. 77–84.

Стефанов Ю.П. Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига // Физ. мезомех.2010. Т.13, Спец. Вып. С. 44-52.

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Ребецкий Ю.Л., Конторович В.А. Структура и стадии формирования разломной зоны в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физ. мезомех. 2013. (в печати)

Уилкинс М.Л. Расчет упругопластических течений / Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир. 1967. С. 212–263.

Bourago N.G. A survey on contact algorithms // Proc. of Workshop «Grid Generation: Theory and Applications» / Ed. by S.A. Ivanenko, V.A. Garanzha. – Moscow; Computing Centre of RAS. 2002. P. 42–59.

Chemenda A.I. The formation of shear-band/fracture networks from a constitutive instability: Theory and numerical experiment // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. B11404. doi:10.1029/2007JB005026.

Cundall P.A. Explicit Finite Difference Methods in Geomechanics in Numerical Methods in Engineering // Proc. of the EF Conf. on Numerical Methods in Geomechanics, Blacksburg, Virginia. 1976. Vol. 1. P. 132–150.

Grueschow E., Rudnicki J.W. Elliptic yield cap constitutive modeling for high porosity sandstone // Int. J. Solids Struct. 2005. Vol. 42. P. 4574–4587.

Issen K.A., Rudnicki J.W. Conditions for compaction bands in porous rock // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. No. 21. P. 529–536.

Johnson G.R., Beissel S.R. Damping algorithms and effects for explicit dynamics computations // Int. J. of Impact Engineering. 2001. Vol. 25. P. 911–925.

Johnson G.R., Stryk R.A. Symmetric contact and sliding interface algorithms for intense impulsive loading computations // Comput. Meth. Appl. Mech. Eng. 2001. Vol. 190. P. 4531–4549.

Makarov P.V., Stefanov Y.P,. Smolin I.Yu. Cherepanov O.I. // Modeling of Mechanical Behavior of Geomaterials on the Mesoscale // International Journal for Multiscale Computational Engineering. 2005. Vol. 3, Issue 2. P. 135–148.

Rudnicki J.W., Rice J.R. Condition for localization of plastic deformation in pressure sensitive dilatant materials // J. Mech. Phys. Solids. 1975. Vol. 23, No. 6. P. 371–390.

Rudnicki J.W. Shear and compaction band formation on an elliptic yield cap // J. Geophys. Res. B. 2004. Vol. 109. P. 03402. doi:10.1029/ 2003JB002633.

Stefanov Yu.P. Wave dynamics of cracks and multiple contact surface interaction // J. of Theor. and Appl. Frac. Mech. 2000. Vol. 34/2. P. 101–108.

Stefanov Yu.P. Numerical investigation of deformation localization and crack formation in elastic brittle-plastic materials // Int. J. Fract. 2004. Vol. 128, No 1. P. 345-352.

Stefanov Yu P., Chertov M.A., Aidagulov G.R.,. Myasnikov A.V. Dynamics of inelastic deformation of porous rocks and formation of localized compaction zones studied by numerical modeling // Journal of the Mechanics and Physics of Solids 59. 2011. P. 2323-2340.

Wilkins M.L. Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory. Rept. UCRL-75246. 1972.

Wilkins M.L. Computer Simulation of Dynamic Phenomena. – Berlin–Heidelberg–New York: Springer-Verlag. 1999. P. 246.

ЭФФЕКТЫ В ИНЖЕНЕРНОЙ И ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ И ШКАЛА ИНТЕНСИВНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Р.Э. Татевосян

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва

ВВЕДЕНИЕ

Начнем с некоторых определений, играющих ключевую роль для дальнейшего изложения темы лекции.

Макросейсмика – раздел сейсмологии, изучающий эффекты, наблюдаемые на поверхности Земли при землетрясении, а также их связь с параметрами очага землетрясения. Интенсивность землетрясения или балльность определяется через степень тяжести последствий землетрясения; количественная оценка интенсивности проводится по макросейсмическим шкалам. Совокупность эффектов, наблюдаемых в данном месте поверхности Земли при землетрясении (ощущения людей, изменения поверхности Земли, повреждения зданий и сооружений), называют макросейсмическим эффектом. Связь между параметрами очага землетрясения и макросейсмическим эффектом описываются уравнениями макросейсмического поля.

Различают прямую и обратную задачи макросейсмики. При решении прямой задачи проводят расчёт интенсивности сотрясений на поверхности Земли для заданного очага землетрясения, при решении обратной задачи определяют параметры очага по наблюдавшейся интенсивности. Основной интерес представляет решение обратной задачи. Эти решения позволяют по описаниям макросейсмического эффектов составить каталоги землетрясений для тех периодов времени, когда инструментальной регистрации сейсмических событий ещё не существовало.

После того, как определились с тем, что такое макросейсмика, перейдем к выяснению того, что она может дать полезного сегодня, когда активно разворачиваются цифровые сейсмометрические сети. Для этого определим, что такое сейсмическая опасность и какие определения этого понятия наиболее распространены.

Сейсмическая опасность. В инженерной сейсмологии, которая является связующим звеном между строителями и сейсмологами, сейсмическая опасность определяется как вероятность непревышения максимальных ускорений движения грунта (A_{max}) определенного значения для заданного интервала времени. Из этого определения ясно, что из всего сложного комплекса воздействий, оказываемых землетрясением, учитывается только вибрационная часть (поскольку все сводится к максимальным ускорениям). Использование спектра реакции или синтетических акселерограмм вместо A_{max} позволяет более полно учитывать потребности строителей, но существа дела не меняет: вибрации продолжают оставаться единственным учитываемым фактором, с которым связаны повреждения. Основания столь упрощенной трактовки сейсмической опасности вполне очевидны. Они диктуются практическими потребностями: воздействия на здания и сооружения, описанные с помощью спектра реакции или набора синтетических акселерограмм, подаются расчету, и, соответственно, могут быть использованы при проектировании антисейсмических мер. Я же предлагаю под сейсмической опасностью понимать любые угрозы людям, инженерной и природной среде, связанные с возникновением землетрясения. Такое определение сейсмической опасности не является строгим, но оно позволяет рассматривать весь комплекс явлений, представляющих опасность, связанную с возникновением землетрясений. В самом деле, вряд ли важно, почему во время землетрясения разорвался нефтепровод: из-за сильных сотрясений или потому что его трассу пересекли поверхностные разрывы со смещением крыльев в несколько метров.

Макросейсмика – это обширная область сейсмологии, которую нельзя сколь-нибудь полно представить в одной лекции. В такой ситуации, как правило, есть выбор: а) либо ограничиться поверхностным описанием самых общих вопросов, б) либо рассмотреть более детально некоторые специфические проблемы. Мне кажется, что второй путь позволяет яснее понять реальное положение дел в той дисциплине, которая рассматривается в лекции.

План лекции. Что есть интенсивность землетрясений? Какова категория шкалы интенсивности землетрясений? Это вопросы самого общего характера, без понимания которых нельзя построить разумно обоснованную шкалу для оценки «силы» землетрясения.

Далее познакомимся с недавно предложенной шкалой ESI2007 [Michetti et al., 2007], основанной на природных эффектах землетрясения (Earthquake Environmental Effects – EEE). Рассмотрим примеры ее применение в различных геологических условиях. А именно:

А) Современное сильное землетрясение на Алтае, которые вызвало как вторичные EEE, так и поверхностные разрывы общей протяженностью более 70 км;

Б) Современное сильное землетрясение на севере Сахалина, с которым связаны эпизодические проявления вторичных природных эффектов, но на поверхности зафиксировано сдвиговое смещение 8.1 м, связанное с выходом очага на поверхность.

Эти примеры показывают перспективы применения шкал с использованием природных эффектов землетрясения, если, конечно, правила их применения будут четко и ясно поняты.

РАНГ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШКАЛ ТИПА MSK64

Начну с некоторых общих концептуальных моментов, существенных для понимания конструкции шкал интенсивностей землетрясений. В принципе, шкалы служат для установления некоторого порядка и измерений. Классифицировать объекты - значит определить правило, используя которое можно приписать данный объект определенной группе. В такой классификации мы не задаемся вопросом, в каких отношениях находятся эти группы. Но, как правило, наше любопытство простирается дальше – мы хотим иметь возможность сравнивать объекты, а не только отнести их к той или иной группе. Сравнение возможно с помощью шкал порядка. Классическим примером шкалы порядка является шкала твердости минералов Мооса. Он расположил по возрастанию твердости 10 минералов от талька до алмаза и предложил правило, как сравнивать любой минерал с этими десятью реперными значениями. Недостаток такой шкалы в том, что мы не знаем, одинаковы ли интервалы между различными градациями шкалы? Пока мы этого не знаем, для шкал такого типа арифметические операции недопустимы. Легальны только логические операции сравнения: <, =, >. Перевести значения из одной шкалы в другую можно только с помощью таблиц перехода (но не с помощью формул). Устанавливая объекты в некотором порядке, мы можем прийти только к качественным оценкам; мы не можем судить насколько объекты одного класса «сильнее» объектов другого класса. Так что пока мы далеки от полноценного измерения. Существенно больше возможностей для полноценного измерения дают шкалы постоянного интервала (интервал между делениями шкалы, постоянен). Классическими примерами таких шкал являются температурные шкалы Цельсия и Фаренгейта. Для каждой из этих шкал доли градуса (например, 0.1°) имеют смысл. Допустимы математические операции (кроме логарифимирования). Чтобы конвертировать измерения из одной шкалы в другую можно вместо таблиц использовать формулы (так, например °F = 9/5(°C) + 32). Наконец, максимальные возможности для измерений дают шкалы постоянных отношений. В шкалах постоянных отношений ноль шкалы не установлен произвольно (как в шкале °C или °F); нет и произвольно установленного максимума (как в шкале Мооса). В таких шкалах доли (например, 0.1°) имеют смысл. Допустимы все математические операции (включая логарифмы). William Thomson, Baron Kelvin (1824-1907) предложил абсолютную шкалу температур. Ноль шкалы установлен на основании физических принципов, максимум не лимитирован. Постоянное отношение означает: когда t° возрастает от 10°K до 50°K, либо когда от от 100°K до 500°K в обоих случаях можно сказать, что она увеличилась в 5 раз.

Итак, ясно, что любому измерению предшествует установление шкалы, и ясно, что с этим связаны серьезные проблемы, которые если и не разрешить, то следует хотя бы осознать. Каков же ранг шкалы интенсивности землетрясений типа MSK64? Чем отличается эта шкала от предшествующих ей? В прежних шкалах интенсивность оценивалась на основании максимальных макросейсмических эффектов в данном месте. Максимальные эффекты крайне неустойчивы: в населенном пункте, где землетрясения ощущалось в виде весьма умеренных сотрясений, вполне может развалиться какой-нибудь уже частично разрушенный сарай. Оценивать на этом основании интенсивность в населенном пункте явно неразумно. В шкале MSK64 вместо максимальных предложено учитывать типичные эффекты. Таким образом, внедряется статистический подход к установлению интенсивности, с чем связаны надежды на более высокий ранг шкалы (прежние шкалы не претендовали на более высокий ранг, чем шкала порядка).

На самом деле, определение ранга шкалы напрямую практически невозможно: ведь мы их постулируем. Как мы можем судить о ранге шкалы. Как правило, пользуются косвенными соображениями. Например, если установлена надежная тесная корреляция с другой шкалой, ранг которой установлен. Оказалось, что эпицентральная интенсивность тесно коррелированна с магнитудой землетрясения. Кроме того, спадание интенсивности с расстоянием носит достаточно регулярный характер. Казалось бы, в нашем распоряжении есть шкала интенсивности землетрясений достаточно высокого ранга, при этом простая в применении, позволяющая определять параметры исторических землетрясений, оценивать сейсмическую опасность и совершать многие другие полезные дела. Нужно ли в таких условиях продолжать усилия по разработке новых шкал? Ответ на этот вопрос зависит от того, что мы понимаем под интенсивностью сотрясений.

КОНЦЕПЦИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ

Хотя первые попытки формализованной оценки последствий землетрясения в Италии были предприняты еще в 16-ом веке, до сих пор не совсем ясно, что же такое интенсивность сотрясений, и что мы на самом деле измеряем. Вот несколько вопросов, требующих ответа:

1) Что мы мерим: сам эффект или причину эффекта через наблюдаемый эффект?

2) Что отражает интенсивность? Это второсортный аналог PGA[1], или она отражает нечто, сложным образом зависящее от PGA, PGV[2], остаточного смещения?

Желание приспособить описательную шкалу интенсивности землетрясений к решению инженерных задач привело некоторых исследователей к идее создать шкалу, максимально хорошо описывающую вибрационную часть сейсмического воздействия[3]. Для этого из шкалы убрали природные ко-сейсмичные эффекты, как нестабильные, что нарушает комплексный интегральный характер интенсивности.

Дело в том, что интенсивность сложным образом зависит от PGA, PGV, остаточного смещения и длительности сотрясений. Исключение природных эффектов нарушает эту цельную картину. На мой взгляд, сохранение цельной картины в оценке интенсивности является даже более приоритетной задачей, чем «борьба» за более высокий ранг шкалы.

Рассмотрим теперь, действительно ли природные эффекты землетрясения (ПЭЗ) более неустойчивы и сложны для анализа, чем макросейсмические эффекты в инженерной среде. Будем ориентироваться на недавно созданную шкалу ESI2007 основанной на ПЭЗ.

В шкале выделены две группы ПЭЗ: первичные и вторичные. Первичные эффекты прямо связаны с очагом; вторичные – это сложная комбинация очага, особенностей распространения волн и локальных условий. В дальнейшем мы рассмотрим, насколько могут быть согласованными оценки интенсивности на основании первичных и вторичных эффектов.

Шкала ESI2007 предназначена не для замены традиционных макросейсмических шкал, а для преодоления присущих им проблем. Чтобы в дальнейшем воспользоваться преимуществами совместного анализа различных эффектов, с самого начала надо позаботиться об их логической совместимости. Для этого введены различные уровни пространственной генерализации ПЭЗ. Сначала напомним, как оценивается макросейсмическая интенсивность в отдельном населенном пункте (рис. 1).

Во время обследования эксперт оценивает степень повреждения и класс уязвимости зданий (табл. 1).

Таблица. 1. Иллюстрация оценки интенсивности в населенном пункте на основании изучения картины повреждений, нанесенных зданиям

Дома	Класс уязвимости	Наблюденные повреждения	Степень повреждения
Д1	У1 = С	Волосяные трещины в штукатурке	П1= I
…	…	…	…
Д12	У12 = А	Выпадение кусков перегородки, повреждений несущих конструкций не отмечено	П12 = II

[1] Пиковое ускорение движения грунта
[2] Пиковая скорость движения грунта
[3] EMS98

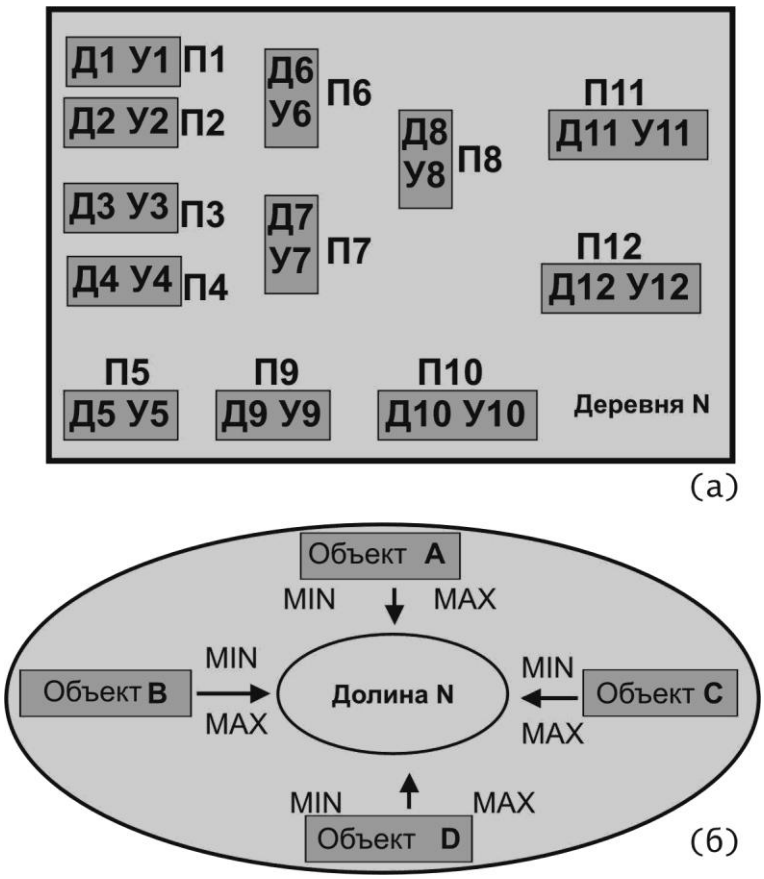


Рис. 1. Оценка интенсивности в пунктах: а) населенном; б) природном

В соответствии со шкалой EMS98, повреждения классифицируются от 1 до 5 (5 – полное обрушение). Исходный класс уязвимости основывается на типе здания (кирпичный, бетонный, деревянный и т.п.) и затем корректируется с учетом ряда факторов (качество проекта и его исполнение, состояние конструкции на момент землетрясения и т.д.). Все здания, таким образом, группируются в 6 классов уязвимости, последовательно от A до F (A – самый уязвимый). Далее, на основании анализа распределения степени повреждения по классам уязвимости, оценивается интенсивность в населенном пункте. Правда, вместо строгого статистического анализа распределения степеней повреждения в шкале употребляются расплывчатые качественные определения («некоторые», «многие», «большинство»), но сути дела это не меняет. Этот же принцип может быть легко адаптирован к оценке интенсивности на основании природных эффектов. Если в качестве природного пункта принять, например, небольшую речную долину, то аналогом здания в населенном пункте может служить отдельный объект (эффект), например, оползень (рис. 1, б). По аналогии со степенью поврежденья зданий, каждому отдельному объекту может быть приписан интервал интенсивностей (табл. 2). Интенсивность для природного пункта опирается на эти интервалы (экспертная оценка) [Guerrieri et al., 2007]. Например, на основании данных таблицы 2, наиболее непротиворечивой оценкой интенсивности в долине N будет VIII баллов.

Таблица. 2. Иллюстрация оценки интенсивности в природном пункте на основании природных эффектов

Объект	Тип эффекта	Наблюденные повреждения	Интервал баллов
А	Трещины в грунте	Трещины длиной до 60 см обнаружились в рыхлых аллювиальных отложениях.	VIII-IX
…	…	…	…
Г	Оползни	Оползни на крутых склонах объемом до 2 10^4 $м^3$	VII-VIII

Приведенное сопоставление преследовало лишь одну цель – показать, что представление о недостаточной надежности использования ПЭЗ для оценки интенсивности является во многом предубеждением. Проблема скорее в том, чтобы аккуратно регламентировать процедуру применения шкал.

ПРИМЕНЕНИЕ ШКАЛЫ ESI2007

На примере двух современных землетрясений покажем, что применение природных эффектов для оценки интенсивности землетрясений дает полезную информацию, которая в противном случае оказалась бы утеряна.

Алтайское землетрясение 27 сентября 2003 г. Эпицентральная область Алтайского землетрясения (M_S = 7.4) располагается в России; она граничит с Китаем, Монголией и Казахстаном. Землетрясение ощущалось на большой территории (на расстоянии до 2000 км). Механизм очага главного толчка 2003 г. характеризуется сдвиговой подвижкой с небольшой взбросовой компонентой [CMT catalog]. Афтершоковая последовательность необычна. В течение трех дней произошли землетрясения с магнитудами M_S = 7.4 (главный толчок), 6.6 и 7.0, что радикально отличается от ожидаемого в соответствии с экспериментальными законами Омори и Бота. Напомним, что закон Бота предсказывает магнитуду сильнейшего афтершока на единицу меньше, чем у главного толчка. Все три сильнейших афтершока характеризуются сходными механизмами CMT, в которых преобладающая подвижка является сдвиговой (рис. 2, а). Одна из нодальных плоскостей имеет NE-SW простирание, что в точности согласуется с ориентацией поверхностных разрывов и контурами области, в которой наблюдались вторичные геологические эффекты. Возможно, что некоторые природные эффекты в северной части эпицентральной области возникли из-за афтершока с магнитудой 7.0. Но, поскольку полевые наблюдения начались спустя 2 недели после главного толчка [Рогожин и др., 2004] это предположение не может быть ни достоверно опровергнуто, ни подтверждено.

Карта эпицентров афтершоков Алтайского землетрясения показана на рисунке 2, б. Благодаря развертыванию инструментальных эпицентральных наблюдений, точность локации афтершоков весьма высока (в пределах 1-3 км) [Арефьев и др., 2004]. Афтершоки отмечены на всем протяжении поверхностных разрывов.

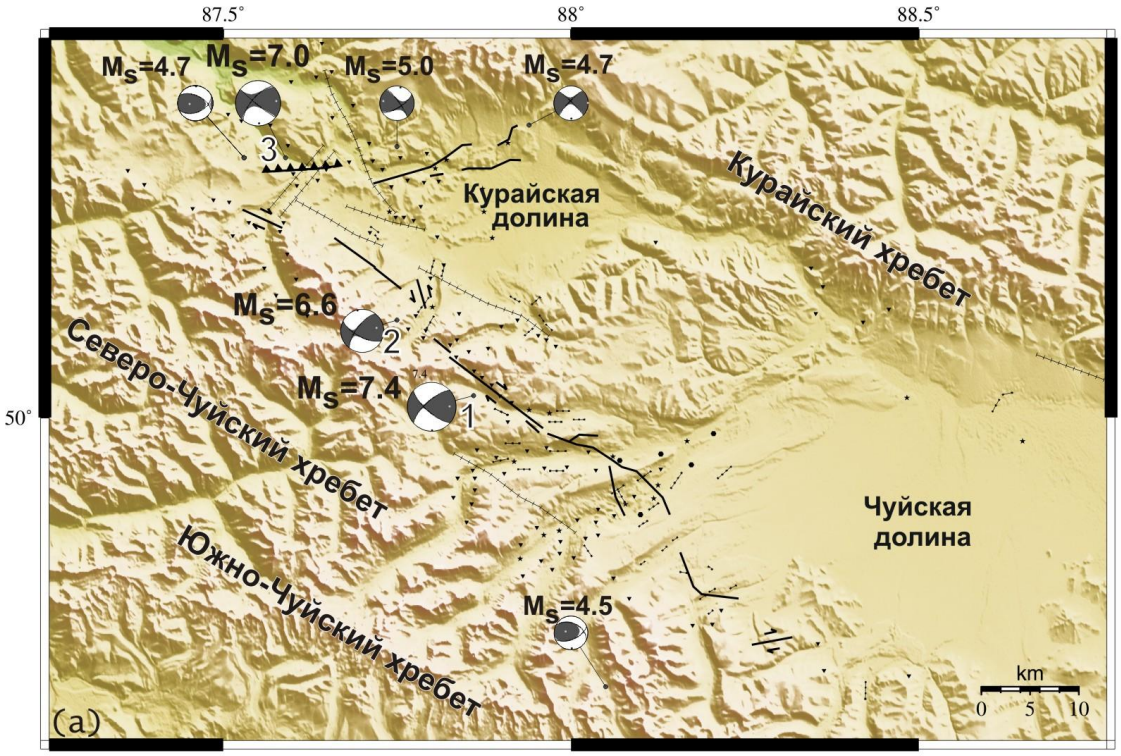


Рис. 2. (Начало)

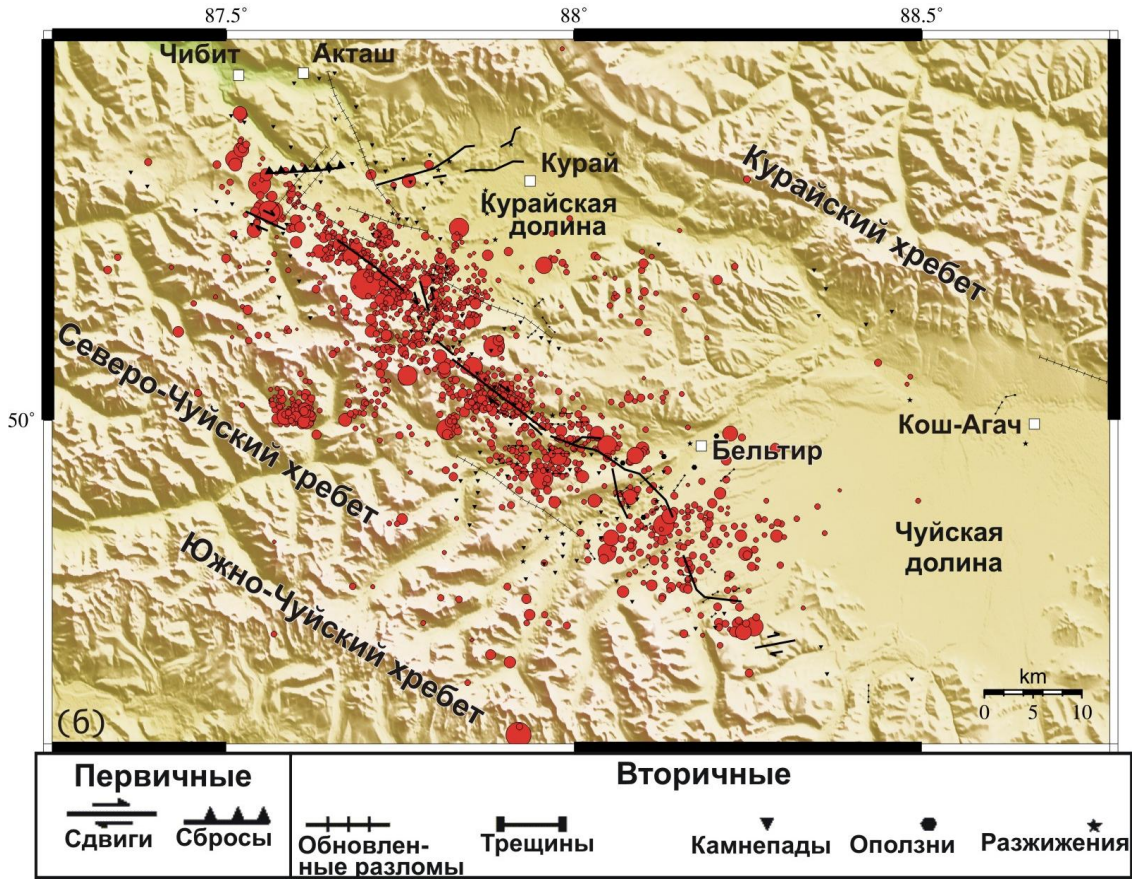


Рис. 2. Геологические эффекты и афтершоки Алтайского землетрясения 2003 г.
а) CMT решения сильнейших афтершоков: числа соответствуют порядковому номеру землетрясения (№.1 – это главный толчок). б) Карта эпицентров

С Алтайским землетрясением ассоциируются как первичные (рис. 3), так и интенсивные вторичные (рис. 4) геологические эффекты. Доминирующий тип разрывов – сдвиги с некоторой долей вертикального смещения, что находится в полном соответствии с CMT решениями.

Рис. 3. Фотографии поверхностных разрывов Алтайского землетрясения

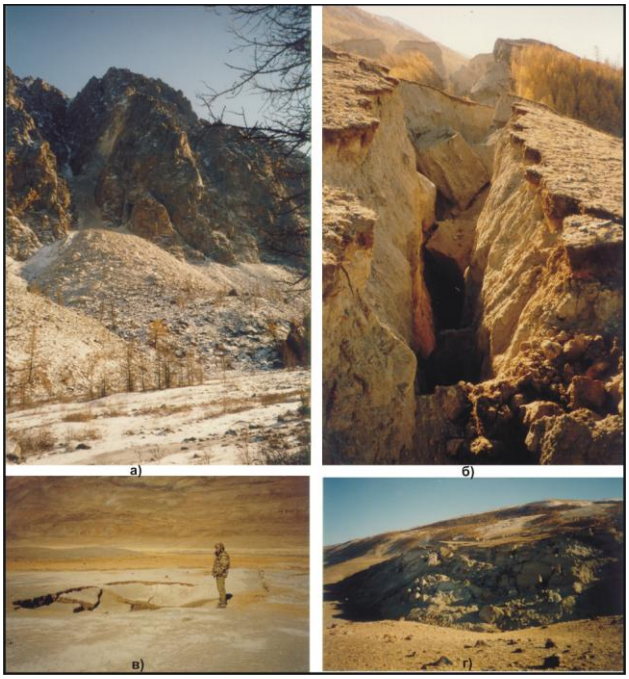


Рис. 4. Фотографии вторичных природных эффектов, вызванных Алтайским землетрясением: а) камнепад; б-г) оползни; в) нарушение (проседание) грунта

На северном окончании разрывов возникли сбросы, расположенные косо по отношению к общей ориентации сдвиговых подвижек (рис. 5, а). Не ясно, возникли ли эти сбросы во время главного толчка, или афтершока с магнитудой 7.0. В принципе нет ничего необычного в том, что протяженные сдвиговые разрывы оканчиваются сбросами или взбросами: они способствуют диссипации деформаций, генерированных системой сдвиговых нарушений. Вторичные сейсмодислокации разнообразны: трещины в грунте, разжижения, камнепады, оползни. Параллельно выходу очага на поверхность образовались разрывы вибрационного происхождения. По ним, в отличие от действительно первичных разрывов, почти не наблюдается смещений. Они причислены к вторичным сейсмодислокациям.

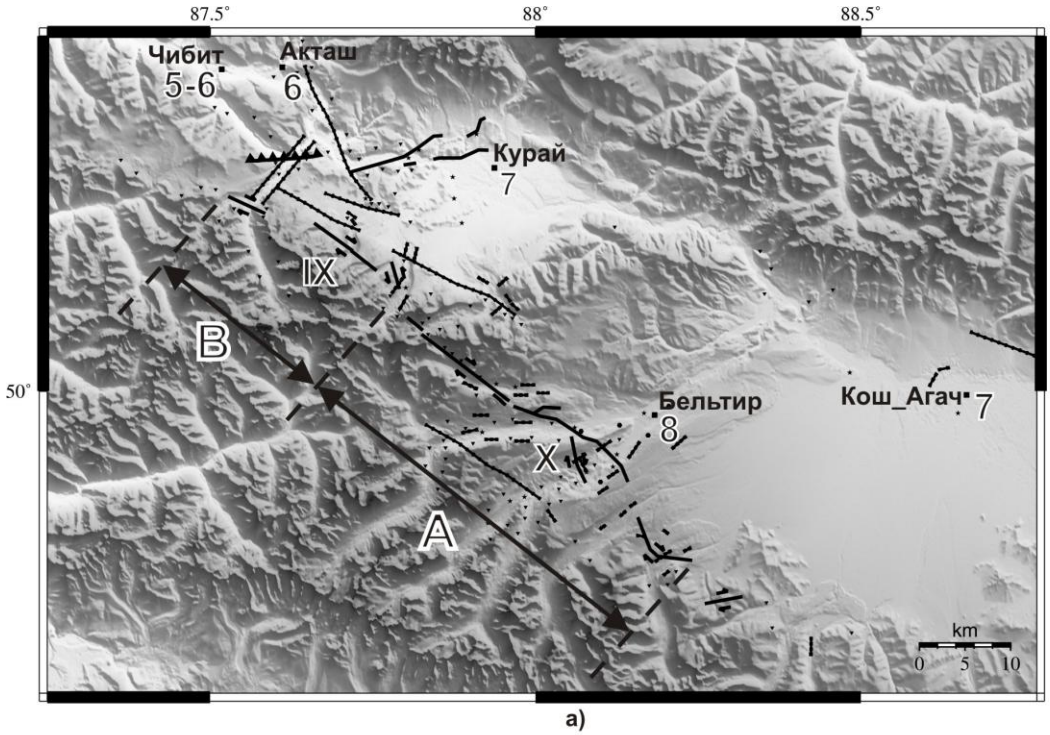


Рис. 5. Макросейсмический и геологический эффекты Алтайского землетрясения
а) Макросейсмическая (арабские цифры [Гольдин и др., 2004]) и баллы ESI2007 (римские цифры). А и Б области с существенно различными параметрами поверхностных разрывов. б) Панорама Бельтира; в) нарушение трещинами и г) разжижение грунта в Бельтире

Общая протяженность поверхностных разрывов составляет около 70 км, максимальное горизонтальное смещение достигает 2 м, а вертикальное – 70 см. Применяя шкалу ESI2007, получим для этих величин I_0 X баллов. То же самое значение эпицентральной интенсивности получается и по размеру области вторичных сейсмодислокаций (3 000 км^2). Совпадение оценок I_0 по различным типам природных эффектов (протяженность разрывов и максимальное смещение по ним и общая область вторичных сейсмодислокаций) позволяет считать оценку I_0 в X баллов в качестве надежной. Благодаря проведению полевых наблюдений, доступны не только суммарные величины, характеризующие природные эффекты, но детальные данные о параметрах (длина и максимальное смещение) сегментов поверхностных разрывов. Это позволяет выделить в эпицентральной области, по крайней мере, две зоны (рис. 5, а). В зоне А горизонтальная подвижка варьирует от 1 до 2 м на различных сегментах; в зоне Б смещения составляют порядка десятков сантиметров (нигде не достигают 50 см). Эти две зоны разделены небольшой долиной, имеющей ориентацию, отличающуюся от простирания системы разрывов. Здесь же располагается эпицентр афтершока с $M_s = 6.6$, происшедшего спустя 6 часов 10 минут после главного толчка. В зоне Б произошли 4 афтершока с $M_s > 4.5$, включая самый сильный ($M_s = 7.0$). Таким образом, на основании деталей картины распределения смещений вдоль всей системы разрывов, центральной и юго-восточной частям (зона А) может быть приписана интенсивность X, а северо-западной ветви (зона Б) – IX баллов.

На рис. 5, а показана балльность в населенных пунктах эпицентральной области на основании макросейсмических данных. Алтайское землетрясение не было разрушительным, но оно вызвало повреждения в ряде пунктов [Гольдин и др., 2004]. Наибольшая интенсивность приписана пункту Бельтир – VIII баллов. Обнаруживается некоторое несоответствие: Бельтир располагается всего в 7 км от сегмента разрыва, которому соответствует интенсивность X по приведенной выше оценке (зона А). В принципе макросейсмическая интенсивность в Бельтире оказывается меньше, чем этого можно было бы ожидать при любом реалистичном законе затухания. Панорама Бельтира показана на рисунке 5, б – по этому снимку кажется, что никаких серьезных последствий в населенном пункте землетрясение не вызвало. Но фотографии на рисунках 5, в, г показывают значительные природные эффекты в населенном пункте: обрушения грунта и разжижения. То, что дома не разрушились, может быть объяснено специфическим поведением деревянных конструкций: они сохраняют свою цельность даже при очень сильных сейсмических воздействиях.

Нефтегорское землетрясение 27 мая 1995 г. Нефтегорское землетрясение ($M_S = 7.4$) произошло в низменной северной части острова Сахалин. Землетрясение практически полностью разрушило город Нефтегорск.

Афтершоковая последовательность Нефтегорского землетрясения также необычна. Но, в отличие от афтершоковой последовательности Алтайского землетрясения, магнитуда сильнейшего афтершока существенно меньше, чем это можно было бы ожидать по закону Бота: в течение первых 6 месяцев после главного толчка с магнитудой 7.4 не возникло ни одного афтершока с магнитудой больше 5 (рис. 6, а). Позже в декабре 1995 и январе 1996 г. произошли два землетрясения в эпицентральной области Нефтегорского землетрясения с $M_S>5$, но из-за большой разницы во времени, их вполне можно считать независимыми сейсмическими событиями. Ни главный толчок, ни один из сильнейших афтершоков не ассоциируется с Сахалин-Хоккайдским разломом глобального ранга, протягивающемся свыше 2000 км. Поверхностные разрывы (детали см. рис. 7) показывают, что подвижка в очаге произошла по Верхне-Пильтунскому разлому невысокого ранга. Облако афтершоков простирается на 70 км, что значительно больше полной длины поверхностных разрывов (46 км). Таким образом, лишь часть (около 65%) разрывов в очаге проявилась на дневной поверхности (рис. 7, б).

Преобладающий тип разрывов сдвиговый (рис. 7). Заметная взбросовая компонента проявилась лишь на окончаниях сдвиговой разрывной зоны. Поверхностные разрывы простираются практически непрерывно, за исключением небольшого участка вблизи Нефтегорска. Но при этом распределение величины подвижки вдоль разлома крайне неравномерно. Центральная часть (В), где отмечался практически чистый сдвиг, демонстрирует смещения от 4 до 8 м (максимум 8.1 м). В других частях (Б и Г) вертикальная и горизонтальная компоненты одного порядка (хотя горизонтальная всегда больше); при этом ни одна из компонент не превышает 4 м (рис. 7, а, б) [Кожурин, Стрельцов, 1995; Шимамото, Ватанабе, Судзуки, 1995]. Сплошная черта на рисунке 7б показывает отметку 3.9 м. Эта величина средней подвижки по разлому соответствует сейсмическому моменту Нефтегорского землетрясения.

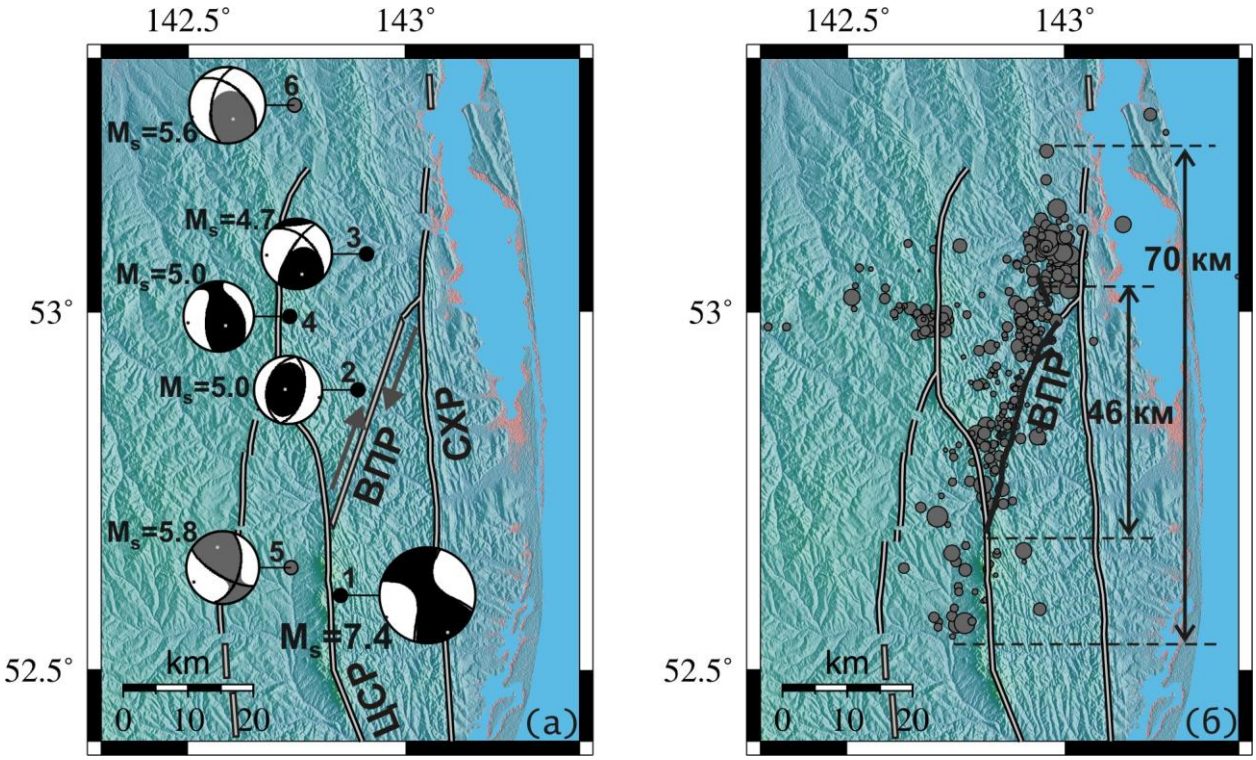


Рис. 6. Афтершоки и поверхностные разрывы Нефтегорского землетрясения.
а) СМТ решения сильнейших афтершоков: числа соответствуют порядковому номеру землетрясения (№.1 – это главный толчок). Афтершоки №.5 и 6 произошли спустя 9 месяцев после главного толчка. ЦСР – Центрально-Сахалинский разлом, ВПР – Верхне-Пильтунский разлом, СХР – Сахалин-Хоккайдский разлом. б) Карта эпицентров. Жирная черная линия отмечает зону поверхностных разрывов

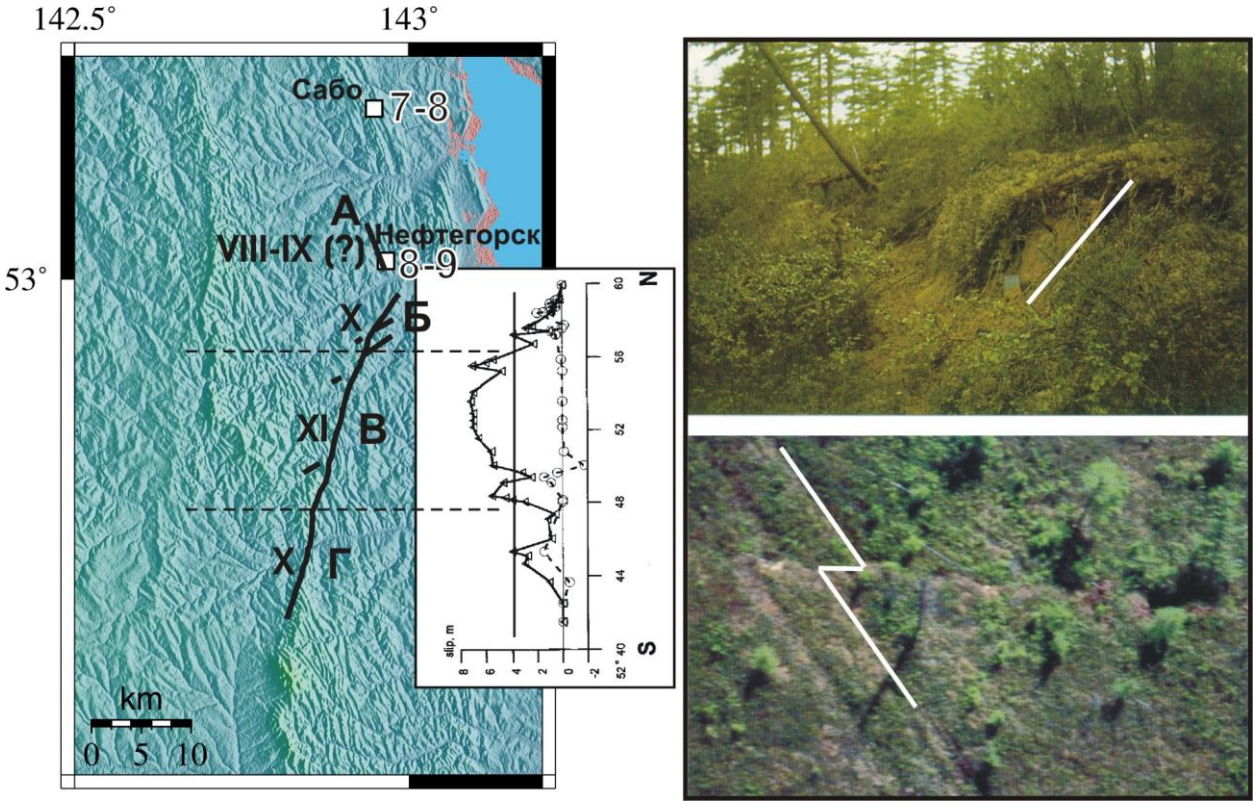


Рис. 7. Параметры и фотографии поверхностных разрывов
а) Карта разрывов. А, Б, В, Г – 4 сегмента с различными параметрами подвижки. Арабскими цифрами показана макросейсмическая балльность по [Иващенко и др., 1995], римскими – балльность по геологическим проявлениям. б) Вертикальная (сплошная линия) и горизонтальная (пунктир) подвижки по разлому. в) Фотография взбросового участка. г) Сдвиг по разрыву; вид из вертолета

Сегмент А – единственный участок отделенный от главной зоны разломов; горизонтальные и вертикальные смещения на этом сегменте не превышают нескольких сантиметров. Вторичные сейсмодислокации возникли на отдельных участках. Главным образом на морском песчаном побережье (разжижения и разрушения грунта). Они не могут быть использованы для оценки эпицентральной интенсивности.

Оценка эпицентральной интенсивности, основанной на природных эффектах, встречает ряд трудностей. Есть определенное противоречие между длиной разрывов (46 км) и максимальной подвижкой по нему (8.1 м). Они приводят к оценкам эпицентральной интенсивности X и XI баллов соответственно. Одной из причин такого несоответствия может быть уже упоминавшийся факт, что длина поверхностных разрывов составляет лишь 65% протяженности облака афтершоков и, потому, не представляет весь очаг. Для длины разрывов в 70 км (что соответствует облаку афтершоков) расхождение между двумя оценками эпицентральной интенсивности было бы несущественным. Точно также расхождение было бы несущественным, если для оценки интенсивности использовать не максимальное смещение, а осредненную величину, соответствующую сейсмическому моменту. Нельзя также исключить, что причиной аномально большого смещения (8.1 м для магнитуды 7.4) могут быть особенности локальной геологии. Оценка эпицентральной интенсивности в интервале X-XI баллов лучше всего согласуется с параметрами поверхностного разрыва, как с его длиной, так и со смещением. Распределение подвижки по разлому позволяет различать интенсивность в центральной и краевых частях зоны поверхностных разрывов. Соответствующие интенсивности для зон А – Г показаны на рисунке 7, а.

Оценки интенсивности по макросейсмическим и геологическим проявлениям могут быть сопоставлены только для Нефтегорска; это единственный населенный пункт, в непосредственной близости от которого наблюдался выход разрыва в очаге на поверхность. В принципе обе оценки взаимно согласованы: обе дают VIII–IX баллов. Но сама оценка по макросейсмическим данным оказалась весьма неоднозначной из-за проблемы аккуратного определения уязвимости зданий [Кофф и др., 1995]. Это проблема проиллюстрирована на рисунке 8, а и таблицей 3. Основываясь на различных типах зданий, могут быть получены совершенно разные оценки интенсивности.

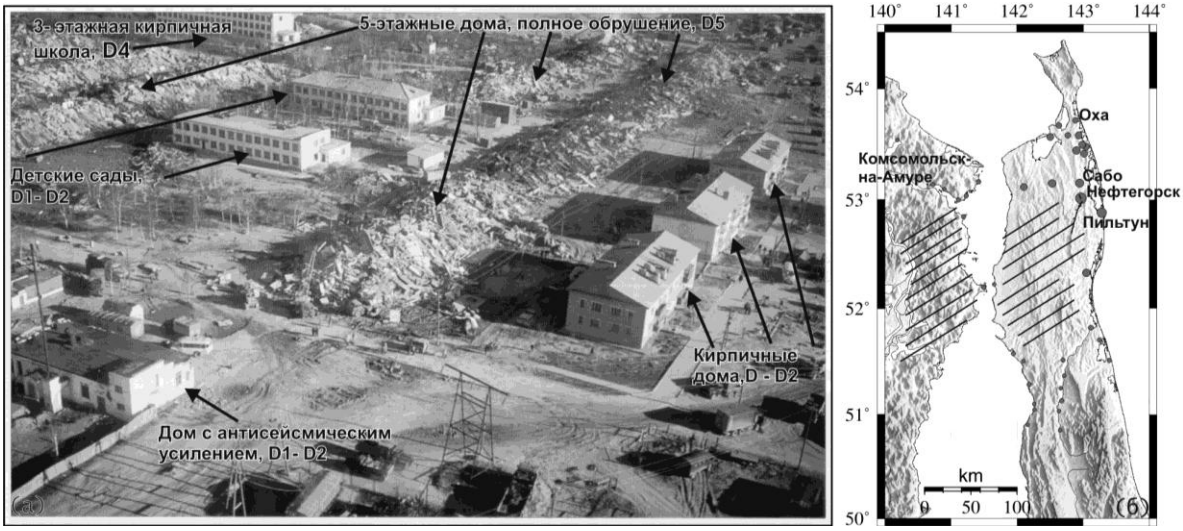


Рис. 8. Макросейсмические эффекты Нефтегорского землетрясения.
а) Вид города. б) Карта населенных пунктов с интенсивностью IV и более баллов (из [Иващенко и др., 1995]). Заштрихованная область показывает брешь в пространственном распределении макросейсмической информации

Таблица 3. Оценка интенсивности сотрясений в Нефтегорске на основании анализа повреждений (по [Кофф и др., 1995])

Тип зданий	Баллы
Полное разрушение 17 5-этажных дома (тип А или А1)	IX-X
Степень повреждения 3-4 в зданиях типа В (5 зданий)	VIII
Степень повреждения 1 в зданиях типа С7 (4 здания)	VII
Окончательная оценка для города в целом	VIII-IX

В пространственном распределении макросейсмических данных наблюдаются значительные бреши (рис. 8, б). Возможно в Европе, с ее высокой плотностью населения, трудно представить сколь существенными могут быть искажения макросейсмических исследований в малонаселенных частях мира. Скорее всего, именно поэтому в EMS98 так легко отказались от использования природных эффектов для оценки интенсивности землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной лекции я видел свою задачу, главным образом, в том, чтобы показать, что воздействие землетрясения на инженерную и природную среду носит сложный, комплексный характер. Даже желание сконструировать шкалу самого высокого ранга не оправдывает потери целостной картины. Инструментальные средства пока не позволяют столь компактно и полно представить такую важнейшую характеристику землетрясения, как интенсивность. Несмотря на бурное развитие инженерной сейсмологии, макросейсмика не утратила своего значения. Я представил только одну, специфическую проблему оценки интенсивности. Надеюсь, что и это, тем не менее, позволило показать, какие сложные вопросы призваны решить макросейсмические исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Арефьев С.С., Погребченко В.В., Аптекман Ж.Я. и др. Предварительные результаты сейсмологических наблюдений в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2002 г.: Материалы предварительного изучения. М.: ИФЗ РАН. 2004. С. 61-68.

Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.В. и др. Чуйское (Алтайское) землетрясение 2003 г.: материалы сейсмологического изучения // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. М.: ИФЗ РАН. 2004. С. 55-60.

Иващенко А.И., Кузнецов Д.П., и др. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. на Сахалине В кн.: Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995. М.: 1995. С. 48–67.

Кожурин А.И., Стрельцов М.И (1995) Сейсмотектонические проявления землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Севере Сахалина. В кн.: Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995. М.: С. 95-100.

Кофф Г.Л., Котлов В.Ф., Тен Су Мун, Ладонцев Е.А., Шахраманян М.А.. Инженерный анализ макросейсмических последствий Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. В кн.: Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995. М.: 1995. С. 139-154.

Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. и др. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. М.: ИФЗ РАН. 2004. С. 25

Шимамото Т., Ватанабе М., Судзуки И. Поверхностные разрывы Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. В кн.: Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995. М.: 1995. С. 101-106.

Guerrieri, L., Tatevossian, R., Vittori, E., Comerci, V., Esposito, E., Michetti, A.M., Porfido, S., Serva, L. (*2007*) Earthquake environmental effects (EEE) and intensity assessment: the INQUA scale project. Boll. Soc. Geol. It., Special Issue. “Geomorfologia Sismica”, 23° CNR-GNGTS Conference, November 2004, Rome. № 126 (2). P. 375-386.

Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audermard F., Azuma T., Clague J., Commerci V., Gurpinar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y., Rogozhin E. Intensity scale ESI 2007. SystemCart. 2007. 50 p. (Memorie descriptive della carta geologica d’Italia; Vol. LXXIV).

СОДЕРЖАНИЕ

Горбатиков А.В. Метод микросейсмического зондирования: исследование разрешающей способности, области и примеры применения. 3

Киссин И.Г. Флюиды земной коры и их влияние на сейсмические процессы. 18

Кузьмин Ю.О. Физические основы идентификации результатов измерений в современной геодинамике. 24

Николаевский В.Н. Смены волн в динамической пороупругости и проблемы современной сейсмики. 39

Павленкова Н.И. Роль флюида в формировании глубинных неоднородностей коры и верхней мантии. 56

Ребецкий Ю.Л. Принцип минимума потенциальной энергии гравитационного напряженного состояния и проблема устойчивости слоистых сред. 69

Романюк Т.В. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас. 79

Сим Л.А., Маринин А.В. Главные достижения полевой тектонофизики за 60 лет (1953-2013) 113

Смагличенко Т.А. Инновационные методы томографии о скоростной структуре в области очагов. 132

Собисевич А.Л. Изучение глубинного строения активных вулканов геофизическими методами. 145

Сомин М.Л. Соотношения регионального метаморфизма и тектоники в подвижных поясах фанерозоя. 166

Стефанов Ю.П. Метод и технология численного упруго-пластического расчета в динамической постановке. 175

Татевосян Р.Э. Эффекты в инженерной и природной среде и шкала интенсивности землетрясений. 192

Содержание. 203

Научное издание

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА.
МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.
ШКОЛА 2013
Т 2

Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Усл. печ. л. 25. Тираж 100 экз.