

ГЕОМЕХАНИКА

УДК 550.4+550.3+551.42+622.24

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК

В.Н. Николаевский

Институт физики Земли РАН, 123810, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

На основе сводки данных о прочности и финитном разрушении горных пород в ходе трехосных испытаний при высоких давлениях и температурах предлагается единая теория строения трещиноватой земной коры. Сопоставление с сейсморазрезом коры и математические расчеты позволяют прийти к выводу, что условия на границе Мохоровичича соответствуют закрытию системы трещин и аннигиляции ее гидравлической проницаемости. В результате верхняя мантия оказывается „сухой“, что вносит коррекцию в известные петрофизические представления. Различия в мощности земной коры объясняются ходом геотермы, а под океаном — еще и сменой пород в результате реакции Хесса. Дискретно прослеживаемая граница Конрада соответствует горизонтальному „дну“ листрических разломов, волноводы (зоны пониженных скоростей) — трещиновато-пористому, а нижняя кора — катакластическому состоянию глубинных массивов. Нарезание коры трещинами на блоки приводит к модели тектонических волн поворотного типа, соответствующих уравнению син-Гордона.

Земная кора, разломы, тектоника, геотермы, трехосные испытания, паспорт прочности, дилатансия, сейсмические границы, верхняя мантия, радон, гелий, проницаемость.

FRACTURING OF CRUST AS ITS GENETIC FEATURE

V.N. Nikolaevsky

A single theory that accounts for the structure of fractured crust is suggested using data on strength and finite failure of rocks in high-pressure and high-temperature triaxial deformation tests. Correlation of the experimental results to the seismic cross section of the crust and mathematical modeling data indicates that the conditions at the Moho correspond to closure of the fracture network and annihilation of its hydraulic permeability. Therefore, upper mantle is rather dry than water-saturated, which means that the existing petrophysical views need a revision. Variations in crustal thickness are controlled by the trend of the geotherm and, besides, by olivine-to-serpentine transition in the Hess reaction in oceanic crust. The Conrad discontinuity fits the horizontal foot of listric faults, waveguides (low-velocity zones) correspond to fractured-porous, and the lower crust, to cataclastic state of rocks. The crust cut into fault-bounded blocks is modeled in the context of rotation tectonic waves that follow the sin-Gordon equation.

Crust, faults, tectonics, geotherm, triaxial compression, strength descriptor, dilatancy, seismic interfaces, upper mantle, radon, helium, permeability

ВВЕДЕНИЕ

В докладе С.В. Гольдин [1] поднял важнейший вопрос о *физике процесса* разрушения литосферы. В этой связи мне вспомнилась дискуссия о предельной глубине раскрытых трещин земной коры (1978, ИФЗ РАН) между Дж. Райсом и Б.В. Костровым. Ответ был найден [2] на основе данных, полученных в результате разрушающих испытаний гранитов при высоких температурах. Он оказался прост и в то же время примечателен — глубина системы раскрытых трещин строго соответствует самой границе Мохоровичича. Тем самым ответ содержал намек и на генезис коры и привел к долговременным исследованиям, результаты которых излагаются ниже. Причем практически все новые данные, публикуемые в литературе, постепенно дополняют исходные представления (1979 г.) и каждый раз освежают, казалось бы, завершенную теорию.

ТРЕЩИНОВАТАЯ ЗЕМНАЯ КОРА

„Стандартные“ трехосные испытания позволяют выделять особенности разрушения, типичные для каждого интервала давлений и температур. На рис. 1 дана классификация [3—8], основанная на различиях конечных состояний разрушенных образцов в зависимости от уровней давлений и температур. Эта сводка

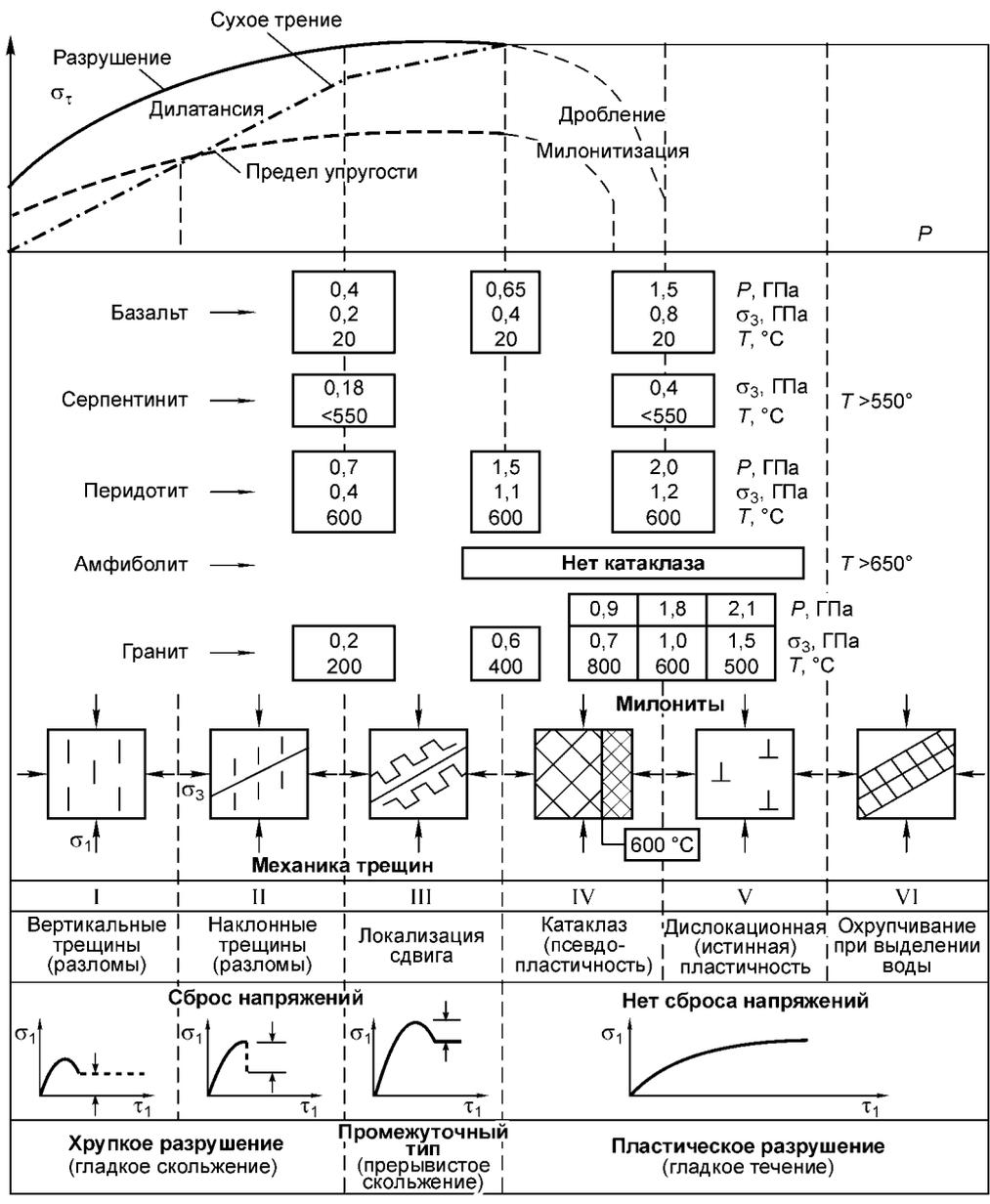


Рис. 1. Сводка финитных состояний разрушения пород земной коры по трехосным испытаниям горных пород.

Здесь и далее I—VI — термодинамические интервалы.

обобщает более ранние сопоставления, выполненные З. Бенявским, Г. Эйнштейном и другими, не только за счет большего числа пород, но главным образом за счет включения температурного эффекта (особенно важного для водосодержащих массивов — амфиболитов и серпентинитов).

С другой стороны, В.И. Шаров (рис. 2) показал, что разброс реальных скоростей волн, по которым и определяется состав глубинных массивов земной коры, в значительной степени не связан с их составом, но прекрасно соответствует гранитам разной трещиноватости (пористости). Именно это обстоятельство оправдывает гипотезу [2], что по прочностным параметрам континентальная кора (по крайней мере в среднем) — гранитная, а потому можно использовать данные, изложенные в [9, 10].

Поэтому будем сопоставлять конечные разрушения образцов гранита с данными глубинного сейсмического зондирования континентальной коры [11]. Сопоставление показывает (рис. 3) поразительное соответствие [4—8] сейсмических границ [11, 12] и смену типов разрушения, естественно, зависящую от хода региональной геотермы (рис. 4).

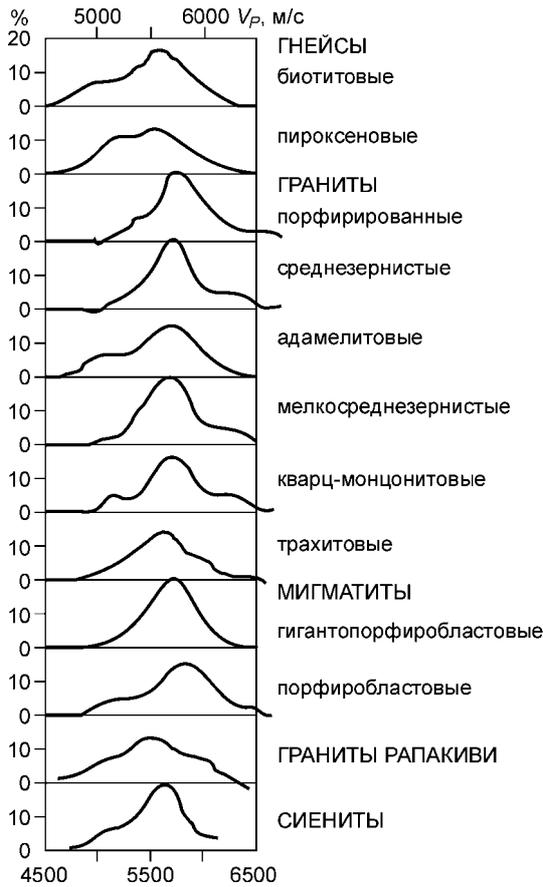


Рис. 2. Плотность распределения вероятности (%) для сейсмической скорости из-за трещин и пор (предоставлено В.И. Шаровым).

При активной тектонике напряжения сдвига достигают уровня, необходимого для разрушения массивов, а сама возникшая разрушенность ускоряет обмен флюидами, что в условиях высоких температур, в свою очередь, определяет тип метаморфического преобразования пород. Наоборот, при снижении уровня напряжений и температуры наступает этап залечивания, трещиноватость уменьшается, а текущее состояние массива выпадает из сводки (см. рис. 1).

Кора подразделяется на верхнюю, среднюю и нижнюю. Первой соответствует термодинамический интервал

$$P \leq 0,2 \text{ ГПа}, \quad T \leq 200 \text{ }^\circ\text{C}, \quad (1)$$

где конечное разрушение коры реализуется в форме (I) вертикальных или (II) наклонных (в зависимости от величин горизонтального горного давления) относительно узких разломов, тогда как за их пределами массивы слабо повреждены.

Толщина разлома зависит от соотношения сопротивления скольжению сил сухого трения и прочности его сплошных бортов. В средней коре эти параметры имеют один порядок, что приводит к разрушениям бортов разломов, т. е. разломы расширяются (интервал III) вплоть до появления пористо-трещиноватых слоев, известных как LVZ-зоны (низких сейсмических скоростей [12]).

Прерывистое скольжение [13] (стик-слип) разлома в зоне дилатансии (см. рис. 4)), по существу, является силовым показателем попеременного скольжения и разрушения шероховатых бортов. Тело разлома заполняют продукты разрушения, а за счет его проницаемости — и привнесенные отложения.

Поскольку горизонтальные напряжения в массивах растут с глубиной быстрее [14] вертикальных, разломы стремятся „прижаться“ к оси наибольшего сжатия и тем самым выполаживаются (рис. 5). На глубине порядка 10 км зоны LVZ они становятся квазигоризонтальными (см. рис. 3), а их система складывается в волноводы — примерно [3] между границами Форша (F) и Конрада (C). Мощность волноводов может достигать нескольких километров. Это пористо-трещиноватые включения, и их можно интерпретировать так же, как и крупномасштабную локализацию разрушения коры в полосу дилатантного сдвига (иначе, сдвига с рыхлением).



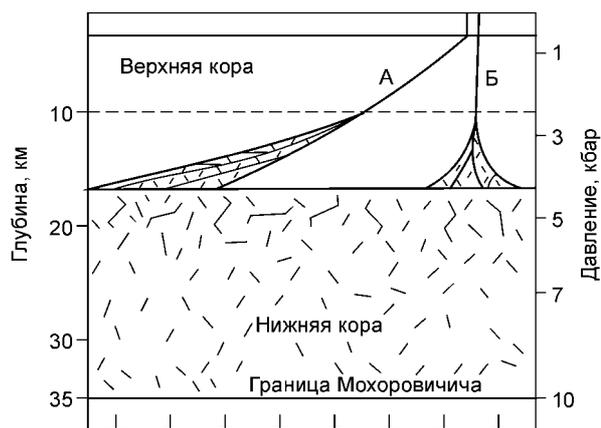
Рис. 3. Трещиноватая земная кора и “стандартный” сейсмический профиль Европы [11].



Рис. 4. Геотерма и границы земной коры.

1 — зона прерывистого скольжения, 2 — условия Мохо [8].

Рис. 5. Листрические разломы в зонах тектонического сжатия (А) и вертикальные — при растяжении (Б) [8].



При нормальных геотермических условиях интервал (III)

$$0,2 \text{ ГПа} \leq P \leq 0,5 \text{ ГПа}, 200 \text{ }^\circ\text{C} \leq T \leq 500 \text{ }^\circ\text{C} \quad (2)$$

содержит совокупность LVZ средней коры и соответствует полухрупкому состоянию горных массивов.

Зоны LVZ могут иметь прямую гидравлическую связь с водными бассейнами, а низкое электрическое сопротивление материалов внутри разлома объясняется присутствием соленых вод и графитных или иных седиментационных пленок.

Давление и температура в разломах коры соответствует, вообще говоря, условиям генезиса нефти, и из них может идти подпитка месторождений углеводородов в осадочных массивах коры. Гипотеза [8] о резервах углеводородов в трещиноватых зонах кристаллического фундамента подтверждается опытом эксплуатации месторождений Ромашкино (Татарстан), Белый Тигр (Вьетнам), Сахалина и другими.

Термодинамический интервал (IV) нижней коры таков:

$$0,5 \text{ ГПа} \leq P \leq 1 \text{ ГПа}, 400 \text{ }^\circ\text{C} \leq T \leq 600 \text{ }^\circ\text{C}. \quad (3)$$

Переход к нижней коре соответствует смене разломного типа разрушения глобальным катакластическим течением.

Раздробленность нижней коры настолько уменьшает сопротивление сдвигу, что оказывается возможным детачмент верхних этажей коры [4] согласно известной двуслойной плитовой тектонике. Более того, при дальнейшем повышении давлений и температур происходит переход (см. рис. 1, IV(a, б)) к милонитам именно потому, что в мелкодробленом материале сопротивление сдвигу еще меньше.

Локализация повреждений в нижней коре носит иной характер, чем в средней. Представляется, что испытания песчаника [15, 16] удачно моделируют реологию нижней коры. Если это так, то нижней коре соответствует участок так называемой „кепи“ — модели с характерной выпуклостью предельных кривых упругости и дробления (см. рис. 1). „Компакция“ масс катаклаза и милонитов в тела уплотнения (чечевицы, ламеллы и т. д. [17—19]) также вполне объясняется взаимным действием сдвига и давления, что приводит к локализации дробления в полосы, ортогональные главному сжатию [20].

Как известно, милонитные образования являются прекрасными отражателями для сейсмических волн. В нижней коре самая высокая плотность отражающих площадок [22], что связано именно с раздробленностью массивов. Присутствие воды в нижней коре, подразумеваемое в предлагаемой здесь геомеханической теории, также усиливает яркость отражений сейсмических волн (как и повышенную электропроводность) в этом этаже литосферы [21]. Становятся понятными необычные структуры, выявляемые при сейсмическом зондировании нижней коры и не находившие ранее адекватного объяснения.

ГРАНИЦА МОХОРОВИЧИЧА

На глубинах континентальной границы Мохо (~35 км) выполнены условия

$$P = 1 \text{ ГПа}, T = 600 \text{ }^\circ\text{C}, \quad (4)$$

при которых уже нет сплошной сети трещин и пор, а разрушение происходит путем размножения дефектов и движения дислокации внутри кристаллических решеток минеральных составляющих. Это следует из испытаний гранитов [9] при температурах коры.

Иначе говоря, на Мохо возникает экран истинной (дислокационной) пластичности, если только прочность коры близка к гранитам. На Мохо утрачивается целостность системы трещин, а потому и гидравлическая проницаемость коры [2]. В связи с этим становится возможным переход (фазовый или химический) от пород коры, насыщенной парами воды, к породам верхней мантии — „сухим“ [3, 11] или с присутствием ювенильных вод. Согласно рис. 6, условия на Мохо соответствуют плавлению влажного гранита [22]. Если это имеет место, то прилегающие массивы будут обезвожены.

Заметим, что авторы работы [9], которым принадлежат исходные экспериментальные данные о разрушениях гранитов при высоких давлениях и температурах, сравнивали их с данными по сейсмо-



Рис. 6. Геотермы и средняя граница М регионов США в сравнении с данными о плавлении гранита и базальта [22].

Поток тепла: 1 — малый (Сьерра Невада), 2 — средний (восток США), 3 — высокий (зона Хребтов и Бассейнов). Фоном показан интервал ошибки. Звездочка — условия (4) и Паннонского бассейна (27 км глубины).

разрезу в Калифорнии, где геотерма намного круче, чем в стандартной коре Европы, а потому они не заметили совпадения условий закрытия трещин с термодинамическим состоянием на Мохо.

В океанической коре переход от коры к верхней мантии определяется переходом оливина в серпентинит в ходе реакции Хесса с водой [2].

Массивы серпентинита становятся пластическими (водонепроницаемыми) при давлениях ~2 кбар. Оценки [23] давлений, учитывающих вес воды океана, приводят именно к этому значению при толщине океанической коры в 7—11 км.

Напряжения, показанные на рис. 1, 3 и 4, соответствуют прочности сплошных или пористых пород, но с учетом ослабляющего эффекта температуры. Например, для катакластического разрушения в нижней коре у Мохо при давлении в 1 ГПа требуется сдвиговое напряжение ~0,2 ГПа (см. рис. 2). Подтверждение этих порядков можно найти в данных палеопезометрии [4].

Предельному уровню напряжений после разрушения соответствует остаточная прочность породы. Именно этой прочности (без учета температуры) соответствует распределение глубинных напряжений коры, если воспользоваться данными Дж. Байерли о скольжении по надрезам образцов пород коры [10]:

$$\tau = 0,85P \quad (P < 0,2 \text{ ГПа}), \quad \tau = 60 + 0,6P, \quad 0,2 \text{ ГПа} \leq P \leq 1,7 \text{ ГПа}. \quad (5)$$

СКАЧОК СКОРОСТИ P-ВОЛНЫ НА МОХО

Граница Мохоровичича была обнаружена, как известно, по отражениям сейсмических волн из-за скачка скоростей до 8,2 км/с для P-волн. В статье И.А. Гарагаша и др. [24] показано, что полная аннигиляция системы трещин действительно приводит к нужному значению скачка от волновых скоростей 6,6—7,2 км/с, типичных для нижней коры. Последняя сама часто является огромным слоем LVZ.

В массивах имеются два типа трещин: первые закрытые, когда борта касаются друг друга, вторые открытые. При сдвиге за счет дилатансии [3] они могут переходить из одного состояния в другое. Можно оценить сопутствующие изменения упругих модулей пород для изотропной сети из N дископодобных трещин радиуса a в единице объема. Так, имеем

$$\lambda = \lambda_0 + \frac{64}{15} \frac{1-\nu_0}{2-\nu_0} G_0 \nu, \quad G = G_0 - \frac{32}{15} \frac{1-\nu_0}{2-\nu_0} G_0 \nu, \quad \lambda_0 = 2G_0 \frac{(1-\nu_0)}{1-2\nu_0}, \quad (6)$$

где λ_0 , G_0 , ν_0 — коэффициенты Ламэ и Пуассона сплошной породы и введена концентрация трещин $\nu = N \langle a^3 \rangle$. Обратим внимание, что объемный модуль K постоянен:

$$K = \frac{1}{3} (3\lambda + 2G) = \frac{1}{3} (3\lambda_0 + 2G_0). \quad (7)$$

Эти отношения справедливы для достаточно малых концентраций, но некоторые соображения позволяют получить результаты [24] и для больших концентраций:

$$\frac{d\lambda}{d\nu} = \frac{32}{45} \frac{3K - 2\lambda}{2K - \lambda} (K - \lambda), \quad \frac{dG}{d\nu} = \frac{32}{45} \frac{3K + 4G}{2K + 2G} G. \quad (8)$$

Если $\lambda = \frac{1}{3} (3K - 2G) = \lambda_0$, $G = G_0$ при $\nu = 0$, то

$$G = \left[1 + \left\{ 1 + \frac{3K(K + 4G_0)}{4G_0^2} \exp\left(\frac{64}{15} \nu\right) \right\}^{1/2} \exp\left(-\frac{64}{45} \nu\right) \right] \frac{2G_0^2}{3K + 4G_0}. \quad (9)$$

В случае дилатантных трещин имеем два уравнения: для модуля Юнга $E = 2(1 + \nu) G$ и коэффициента Пуассона

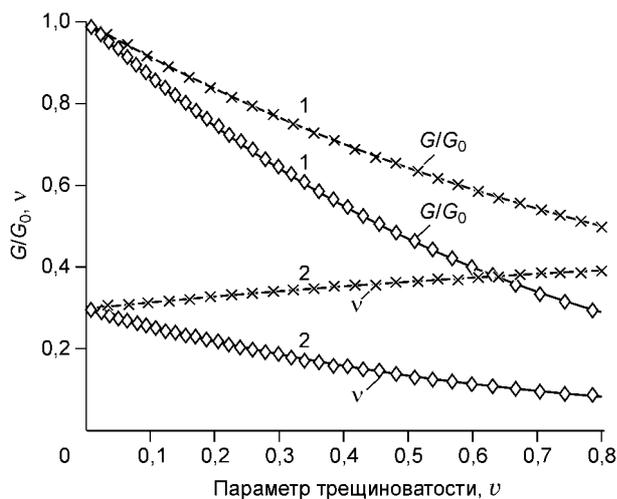


Рис. 7. Отношение G/G_0 и коэффициент ν в функции концентрации трещин ν .

Крестики — закрытые трещины, ромбы — открытые [24].
Кривые 1, 2 — пояснения в тексте.

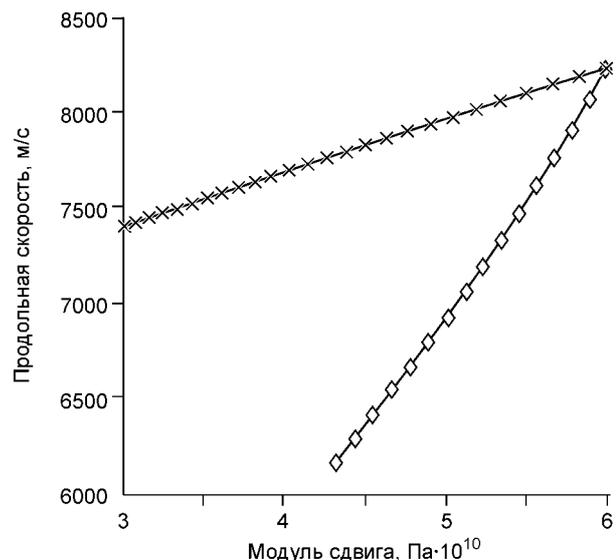


Рис. 8. Изменения скорости P -волн, связанные с изменениями модуля сдвига.

Крестики — закрытые трещины, ромбы — открытые [24].

$$E = E_0 \left[1 - \frac{16}{45} (10 - 3\nu_0) \frac{1 - \nu_0^2}{2 - \nu_0} \nu \right], \quad \nu = \nu_0 \left[1 - \frac{16}{15} (3 - \nu_0) \frac{1 - \nu_0^2}{2 - \nu_0} \nu \right];$$

$$\nu = \frac{3K - 2G}{2(3K + G)}. \quad (10)$$

Их эволюция описывается уравнениями

$$\frac{d \ln E}{d\nu} = -\frac{16}{45} (10 - 3\nu) \frac{1 - \nu^2}{2 - \nu}, \quad \frac{d \ln \nu}{d\nu} = -\frac{16}{15} (3 - \nu) \frac{1 - \nu^2}{2 - \nu}. \quad (11)$$

На рис. 7 представлены изменения модуля сдвига (G) и коэффициента Пуассона (ν) при изменениях концентрации трещин (ν). Кривая 1 показывает уменьшение G с ростом ν , тогда как коэффициент Пуассона практически постоянен при изменениях ν (кривая 2). При расчетах принята плотность $\rho = 3100 \text{ кг/м}^3$ считалась для простоты постоянной, а тогда все изменения сейсмической скорости $V_p = \sqrt{(K + 4/3G)/\rho}$ определятся эффективными модулями. Для нижней коры типично значение $G_0 = 6 \cdot 10^{10} \text{ Па}$ и заживление сети трещин на ее дне эквивалентно уменьшению ν от значения 0,8 до нуля. Если $\nu_0 = 0,3$, то (см. рис. 7, крестики) минимальная скорость в нижней коре имеет значение $V_p = 7400 \text{ м/с}$ и увеличивается вплоть до $V_p = 8230 \text{ м/с}$ при полном заживлении трещин ($\nu = 0$).

В случае дилатантных трещин K и G изменяются согласно уравнениям (11), причем эффект более сильный при малых концентрациях трещин. Это видно по кривым, обозначенным ромбами (рис. 8). Волновая скорость в нижней коре равна $V_p = 6200 \text{ м/с}$ (при $\nu = 0,23$ и $\nu = 0,2$). Она возрастает до значения $V_p = 8230 \text{ м/с}$ (если $\nu = \nu_0 = 0,3$) за счет полного заживления трещин ($\nu = 0$).

Эти оценки приближенны (их уточнения вполне возможны), а при использовании данных лабораторных измерений следует помнить, что они соответствуют ультразвуковым частотам со скоростями волн, как всегда, значительно превышающими реальные сейсмические скорости.

ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ НА МОХО

Согласно [11], преобразование габбро в гранатогранулиты, а затем в эклогиты можно объяснить увеличением скорости на Мохо. Действительно, фазовые или химические изменения породы сопровождаются закрытием системы трещин ниже Мохо, что обеспечивает [2] необходимый переход именно к „сухим“ породам верхней мантии.

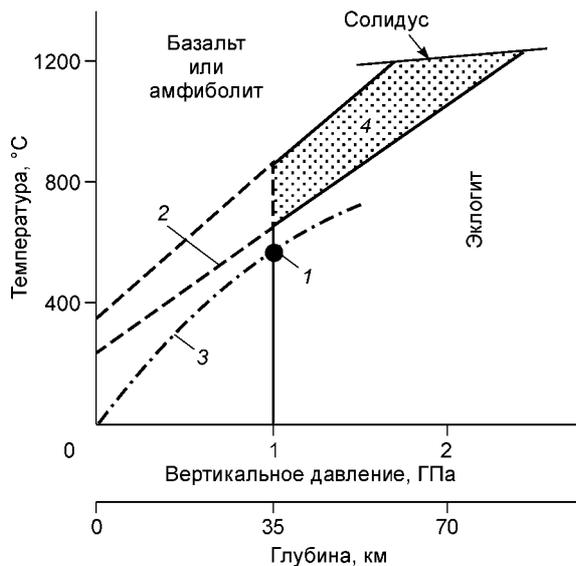


Рис. 9. Проникание воды [3] вплоть до границы Моховичича (1) предотвращает фазовый переход эклогит—базальт (2) согласно нормальной геотерме (3) стандартной земной коры. Показана фация гранатогранулита (4).

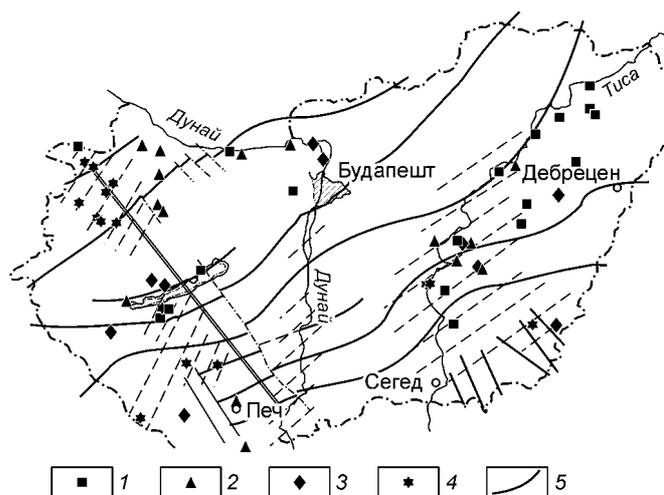


Рис. 10. Выход мантийного гелия в зонах осадочных бассейнов в Венгрии (по данным О'Ниона и др.) [8].

Отношение содержаний мантийного Ra к атмосферному: 1 — <0,3, 2 — 0,3—0,5, 3 — 0,5—1,0, 4 — >1,0; 5 — разломы первого порядка.

Петрофизические следствия отсутствия метеорной воды в верхней мантии проиллюстрированы на рис. 9, где даны, согласно Кеннеди—Ито, фазовые границы устойчивости эклогитов [11]. В земных условиях эклогит превращается в амфиболиты за счет метеорной воды, достигающей нижней коры.

Если нижняя кора перегрета, как например под осадочными бассейнами, в ней все же происходит разломное разрушение или за счет керамизации материалов коры, или же из-за хрупкости обезвоженных амфиболитов (см. рис. 1). В подобных исключительных случаях разломы проникают в верхнюю мантию сквозь Мохо, например, состояние нижней коры под Паннонским бассейном (о чем можно судить по выходам мантийного гелия, рис. 10) или под Северным морем. Там возможна и подпитка осадочного бассейна метаном, который (по абиогенной гипотезе Э.Б. Чекалюка, см. [8]) растворен в астеносфере.

Различие в толщинах земной коры объясняется зависимостью состояния дислокационной пластичности (см. рис. 3) от двух параметров (давления и температуры) и соответствующей сменой пород коры на породы, типичные для верхней мантии. Общепринятый принцип изостазии [7], определяющий толщину коры, как известно, объясняется способностью пород мантии к компенсационным криповым течениям при характерных температурах *in situ* (рис. 11), возникающих из-за различий в температурах и давлениях фазового перехода на Мохо.

Что касается отмеченной текучести пород верхней мантии (см. рис. 11), то она предотвращает накопление упругой энергии и заживляет тектонические разрушения ниже границы Мохо, сохраняя лишь следы в виде анизотропии сейсмических скоростей.

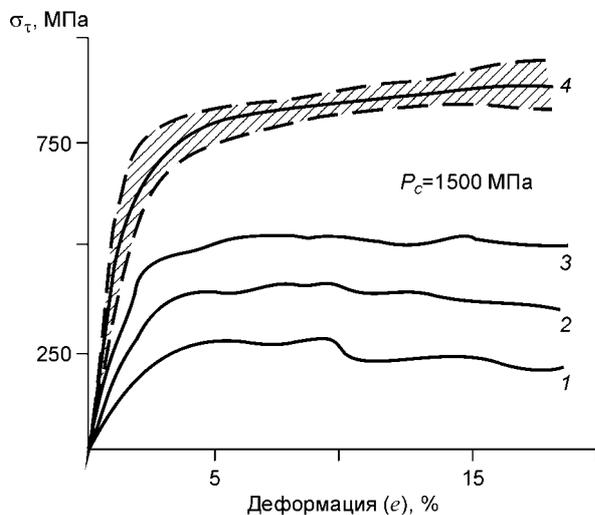


Рис. 11. Прочность перидотита снижается с уменьшением скорости нагружения (кривые 3, 2, 1 — последовательно) при температурах верхней мантии $T = 1000\text{ }^\circ\text{C}$ и независима от скорости деформирования в коре ($T = 600\text{ }^\circ\text{C}$, диапазон 4).

Породы верхней мантии „текут“ в геологическом масштабе времени. P_c — давление обжатия.

Зона перехода в океанической коре (от базальтов к перидотитам) представлена серпентинитом, продуктом реакции Хесса оливина с водой. Серпентинит образуется в нижней коре из-за проникания воды из океана сквозь хрупко разрушаемый трещиноватый базальт. Сам он в нижней коре переходит в истинно пластическое состояние, что предотвращает дальнейшее поступление масс океанской воды в перидотитовую верхнюю мантию. Поскольку истинная пластичность серпентинитов, т. е. их „непроницаемость“, соответствует давлению 0,2—0,4 ГПа и температурам ниже 550 °С, толщина океанской коры составляет ~11 км, если учесть и вес водной толщи океана [8, 23].

МИГРАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Возникает вопрос, существует ли волновой механизм медленного перераспределения тектонических напряжений в разрушенных массивах? В этой связи отметим, что элементы среды (блоки разрушения) могут поворачиваться, что требует учета момента импульса, например, при обычном уравнении для волны сдвига:

$$\rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial X}, \quad \rho J \frac{\partial}{\partial t} (\Phi_z + \omega_z) = \frac{\partial M_{xz}}{\partial X} + \varepsilon_{xyz} \sigma_{xy} \quad (12)$$

Здесь ρ — плотность, σ_{xy} — напряжение сдвига, ε_{xyz} — альтернирующий тензор; ρJ — приведенный (на единицу объема) момент инерции блока; M_{xz} — моментное напряжение; $\Phi_z = (1/2) (\partial v / \partial x)$ — средняя угловая скорость поворота, ω_z — спин (избыточная скорость поворота блока). При определяющих законах катакластической среды (N — упругий модуль поворота, Λ — градиентально-поворотный модуль)

$$\sigma_{xy}^s = G e_{xy}, \quad \varepsilon_{xyz} \sigma_{xy} = -N \sin(\omega_z), \quad M_{xz} = \Lambda \frac{\partial}{\partial X} (\Phi_z + \omega_z) \quad (13)$$

получим [25] такую систему волновых уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - V_S^2 \frac{\partial^2 u}{\partial X^2} &= -\gamma \frac{\partial}{\partial X} \sin(\omega_z), \\ \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\Phi_z + \omega_z) - V_\Lambda^2 \frac{\partial^2}{\partial X^2} (\Phi_z + \omega_z) &= -\beta \sin(\omega_z), \end{aligned} \quad (14)$$

где V_S — скорость волны сдвига, V_Λ — скорость волны поворотов блоков:

$$V_S^2 = \frac{G}{\rho}, \quad V_\Lambda^2 = \frac{\Lambda}{J\rho}, \quad \beta = \frac{N}{J\rho}, \quad \gamma = \frac{N}{\rho}.$$

Массивы, тем самым, характеризуются двумя внутренними масштабами длины d_1 , d_2 , определяющими эффективную жесткость поворота:

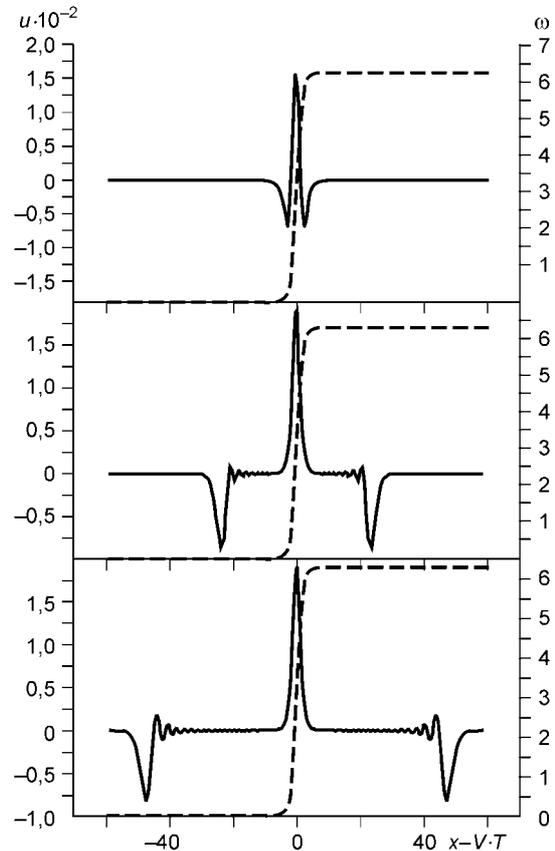
$$V_\Lambda = \sqrt{\frac{\Lambda}{\rho_0 J}} = \frac{d_1}{d_2} \sqrt{\frac{G}{\rho}}.$$

Численное решение [25] системы (12)—(14) приведено на рис. 12. Видно, что существует быстрый предвестник в виде упругой волны сдвига, причем сдвиг сопутствует и непосредственно повороту блоков.

Заметим, что натурные наблюдения за системой блоков, примыкающих к свободной поверхности, действительно выявляют как повороты, так и их индивидуальные колебания [26], причем для внешнего воздействия принималась форма кинка.

Рис. 12. Медленная волна микроповоротов блоков ω .

Сопровождается „связанной“ волной поперечных смещений u , движущейся с той же медленной скоростью, и двумя быстрыми импульсами поперечных смещений, движущимися с упругой скоростью сдвига $V_S = 1200$ м/с (скорость кинка $V = 10$ км/сут; $V_\Lambda = 100$ км/сут; $\beta \approx 10$ с⁻¹; $\gamma \approx 1,4 \cdot 10^5$ м²/с²).



Укажем также, что вибратор, излучающий волны в интервале частот 15—25 Гц, может возбудить (по В.Л. Барабанову, см. [8]) необычный волновой процесс с периодом в 25—30 мин. Эта длительность может соответствовать собственным колебаниям поворотного типа блоков массива.

Для радоновых предвестников (землетрясений и иных тектонических событий) принципиальны сейсмические колебания, сопутствующие тектоническим волнам. Опыты [27] показали, что есть предпочтительные частоты (16, 32 Гц) для его выделения. Дело в том, что радон высвобождается при трении поверхностей контакта зерен и блоков. Далее радон попадает в поверхностные воды или почвенный воздух, и его замеры в них служат индикатором тектонических событий [8]. Последовательность времен появления радона на больших расстояниях соответствует волновой скорости ~10 км/день вдоль свободной поверхности (согласно измерениям В.П. Рудакова [28]).

Как и в предыдущих примерах, характерное время заметных изменений измеряемой величины составляет часы, что говорит об относительной медленности процессов изменений геофизических полей.

Следовательно электрокинетические импульсы, прямые деформационные, радоновые и другие сигналы, которые появляются при любом тектоническом событии (включая землетрясения), имеют общее начало. Различия в их форме (кинк или ступенчатая волна, пиковый сигнал или скачок с возвратом на стационарный уровень) определяются связью с тектонической деформацией (рис. 13) или же со скоростью ее изменения (рис. 14). Разница в этих сигналах говорит о различиях в пути миграции или высвобождении радона.

В статье [29] показано, что в электромагнитных откликах горных массивов (E — электрическое поле, H — магнитное).

$$E_i = \delta_{i3} e(x - Vt), \quad H_i = \delta_{i2} h(x - Vt) \quad (15)$$

на гладкие трансляционные и ротационные волны

$$u_i = \delta_{i3} U(x - Vt), \quad \omega_i = \delta_{i2} \Omega(x - Vt) \quad (16)$$

также могут содержаться локальные бегущие максимумы. В самом деле, в полученных формулах (c — скорость света в вакууме, σ — электропроводность) присутствуют как сами крутые изменения поля, так и пики на фронтах вступления волн:

$$e \approx A \frac{V}{c} \left(\Omega + \frac{1}{2} \frac{\partial U}{\partial x} \right), \quad (17)$$

$$h \approx 4\pi\sigma \frac{V}{c} \left(\int_{-\infty}^{\infty} \Omega(y) dy + \frac{U}{2} \right) + \frac{V}{c} \zeta \frac{\partial \Omega}{\partial x}. \quad (18)$$

Следует иметь в виду, что при движении системы реальных блоков появляются „нестыковки“, заполненные флюидами, которые остро реагируют на тектоническую динамику. Они известны как особо чувствительные точки в системе разломов под г. Ашхабад. По-видимому, каверны от ядерных взрывов в Астраханском солевом массиве также попали в подобные зоны.

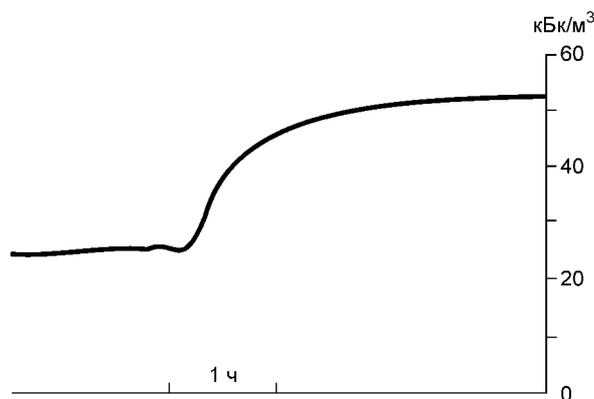


Рис. 13. Концентрация радона (кБк/м³) в д. Вармбад (Австрия) за день до землетрясения в Одбах (Friedman, 1984/85, см. [30]).

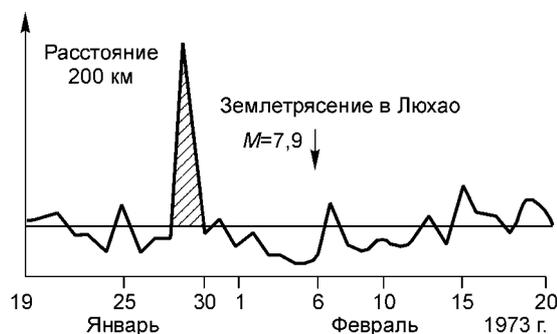


Рис. 14. Концентрация радона, измеренная в Гузане перед землетрясением в Люхао (Wakita, 1987, см. [30]).

РАЗРУШЕНИЕ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Землетрясение происходит при потере устойчивости медленного процесса перераспределения тектонических напряжений. Например, при срыве разлома, которому предшествует концентрация упругих напряжений у его вершины с появлением зон трещиноватости, а следовательно, и изменения в миграции флюидов.

Перераспределения вод, выделение газов, электромагнитные сигналы и т. д. в совокупности известны как дилатансионные предвестники землетрясения. Зона трещиноватости, естественно, намного меньше объемов разрушения массивов в момент их разгрузки (срыва, удара). Количественные оценки были проведены ранее [4] (см. таблицу) с введением КПД землетрясения и разгрузки массивов после достижения предела прочности массива.

Количественные оценки землетрясений

Параметр	Землетрясение		
	умеренное	сильное	катастрофическое
Магнитуда	5	7	9
Сейсмическая энергия, Дж	10^{12}	10^{15}	10^{18}
Эквивалент, ТНТ	1 Кт	1 Мт	10^3 Мт
Зона разгрузки, км	0,1	1	10
Энергия разгрузки, Дж	10^{14}	10^{17}	10^{21}
Эквивалент, ТНТ	100 кт	100 Мт	10^5 Мт
Масштаб разрушения, км	1	10	100
Зона афтершоков, км	10	30	100

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как представляется автору, данная статья содержит ответ на два вопроса, поднятых С.В. Гольдиным в его обзоре по деструкции литосферы [1]. Это, во-первых, всеобщая трещиноватость земной коры, приводящая за счет потоков флюидов к ускоренному (в геологическом смысле) массообмену, и сопутствующее преобразование массивов собственно в материал коры. Во-вторых, это медленный (по сравнению с сейсмическим) волновой механизм перераспределения тектонических напряжений в мозаике блоков земной коры за счет их поворотов и угловых моментов. Что касается реакции многослойной литосферы на конвективные потоки в мантии Земли, то эти проблемы остаются за рамками данной публикации, хотя именно они являются исходным фактором многообразия строения литосферы в ее плоскости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика, 2002, т. 5, № 5, с. 5—22.
2. Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 817—821.
3. Николаевский В.Н. Дилатансия и теория очага землетрясения // Успехи механики, 1980, т. 3, № 1, с. 71—101.
4. Николаевский В.Н. Механика геоматериалов в землетрясениях // Итоги науки и техники ВИНТИ. Механика твердого деформ. тела, 1983, т. 15, с. 149—230.
5. Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М., Недра, 1984, 232 с.
6. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли, 1985, № 1, с. 16—28.
7. Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Физика Земли, 1996, № 4, с. 41—50.
8. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М., Недра, 1996, 448 с.
9. Tullis J., Yund R.A. Experimental deformation of dry Westerly granite // J. Geophys. Res., 1977, v. 82, p. 5705.
10. Byerlee J.D. Frictional characteristics of granite under high confining pressure // J. Geophys. Res., 1967, v. 57, p. 341—371.
11. Ботт М. Внутреннее строение земли. М., Мир, 1974, 373 с.

12. **Павленкова Н.И.** Структура земной коры глубоких осадочных бассейнов по сейсмическим данным // *Физика Земли*, 1988, № 4, с. 72—82.
13. **Brace W.F.** Laboratory studies of stick-slip and their applications to earthquakes // *Tectonophysics*, 1972, v. 14 (3/4), p. 189—200.
14. **Bradshaw G.A., Zoback M.D.** Listric normal faulting, stress refraction and the state of stress in the Gulf Coast Basin // *Geology*, 1988, v. 16, p. 271—274.
15. **Wong T., David C., Zhu W.** The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 3009—3025.
16. **Karner S.L., Chester F.M., Kronenberg A.K., Chester J.S.** Subcritical compaction and yielding of granular quartz sand // *Tectonophysics*, 2003, v. 377, p. 357—381.
17. **Pavlenkova N.I.** The nature of seismic boundaries in the continental lithosphere // *Tectonophysics*, 1988, v. 154, p. 211—255.
18. **Meissner R.** Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust // *Terra Nova*, 1989, v. 1, p. 17—28.
19. **Finlayson D.M., Leven J.H., Wake-Dyster K.D.** Large-scale lenticles in the lower crust under an intra-continental basin in Eastern Australia // *Properties and Processes of Earth's Lower Crust. Geophys. Mono 51, UIGG*, 1989, v. 6, p. 3—16.
20. **Issen K.A., Rudnicki J.W.** Conditions for compaction bands in porous rock // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 105, № B9, p. 21529—21536.
21. **Warner M.** Free water and seismic reflectivity in the lower continental crust // *J. Geophys. Eng.*, 2004, v. 1, p. 88—101.
22. **Christensen N.I., Mooney W.D.** Seismic velocity structure and composition for continental crust: a global view // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B7, p. 9761—9788.
23. **Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В.** Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.*, 1986, т. 61, вып. 4, с. 3—12.
24. **Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е.** Осадочные бассейны, связанные с трансформированной консолидированной корой: особенности современной структуры и ее связь с механизмом образования // *Геотектоника*, 2005, № 6, с. 32—41.
25. **Михайлов Д.Н., Николаевский В.Н.** Тектонические волны ротационного типа с излучением сейсмических сигналов // *Физика Земли*, 2000, т. 3, № 11, с. 3—10.
26. **Markis N., Roussos Y.S.** Rocking response of rigid blocks under near-source ground motions // *Geotechnique*, 2000, v. 50, № 3, p. 243—262.
27. **Адушкин В.В., Спивак А.А., Кожухов С.А., Кукушкин Ю.В.** Резонансные особенности эксхалляции природного радона // *Докл. РАН*, 2005, т. 400, № 3, с. 369—371.
28. **Рудаков В.П.** Пространственно-временные черты динамики полей группового радона в регионе Западной Ферганы перед и после Ташкентских землетрясений 1980—1981 гг. // *Докл. РАН*, 1998, т. 302, № 5, с. 1183—1186.
29. **Динариев О.Ю., Николаевский В.Н.** Электромагнитный отклик фрагментированных горных пород на сейсмическое воздействие // *Изв. РАН, Физика Земли*, 1998, № 6, с. 627—629.
30. **Nikolaevskiy V.N.** Tectonic stress migration as nonlinear wave process along earth crust faults // *Localization and bifurcation theory for soils and rocks / Eds. Adachi, Oka, Yashima. Rotterdam, Balkema*, 1998, p. 137—142.

*Поступила в редакцию
20 октября 2005 г.*