

Глубинные процессы и сейсмичность

© В. В. Гордиенко, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 30 мая 2013 г.

Представлено членом редколлегии А. В. Кензсерой

Визначено величини: міцність, пружна енергоємність, в'язкість та час релаксації напружень порід кори і верхньої мантії з урахуванням їх складу, температури й тиску (глибини) для території України. Показано зв'язок властивостей середовища з енергетичним класом, сейсмічним моментом, розмірами вогнища та напруженнями, що знімаються землетрусами. Розглянуто природу землетрусів на різних глибинах, намічено максимальну глибину і типи ендогенних режимів, за яких можливі такі події. Визначено вплив поглинання енергії сейсмічних хвиль у зонах часткового плавлення порід кори і верхньої мантії зон сучасної активізації.

Ключові слова: адвекційно-поліморфна гіпотеза, теорія виникнення землетрусів, механіка суцільних середовищ, сейсмічність.

Deep processes and seismic activity

© V. V. Gordienko, 2014

The values of strength, elastic energy, viscosity and time of relaxation of tensions of crustal and upper mantle rocks taking into account their composition, temperature and pressure (depth) for the territory of Ukraine are determined. The connection of the medium properties with the energy class, the seismic moment, the size of the hearth and the relieved earthquake stress is shown. The nature of earthquakes at different depths is considered, the maximal depth and types of endogenous regimes in which such events are possible are set. It was found the influence of absorption of seismic waves energy in the zones of partial melting of crustal and upper mantle rocks in zones of recent activation.

Key words: advective-polymorphic hypothesis, theory of earthquakes generation, continuum mechanics, seismicity.

Введение. Явления сейсмичности рассматриваются в статье с точки зрения адвекционно-поліморфной гипотезы (АПГ) на фоне сведений о параметрах среды. Эти подходы не перекрываются, многие приводимые соображения могут быть использованы и вне представлений АПГ. Прежде всего, речь идет о приуроченности землетрясений к зонам современной активизации (СА). Ниже по необходимости анализируются разновидности процессов в них, здесь отметим только некоторые черты глубинного тепломассопереноса.

На доальпийских платформах подъем мантийного вещества начинается из глубинного источника у подошвы верхней мантии, оно поступает непосредственно под кору или образует промежуточный очаг на глубине около 200 км. В альпидах как источник используется сравнительно неглубокая астеносфера конечного этапа развития геосинклинали [Гордиенко, 2012 и др.]. Распространенный вариант — начало активизации несколько миллионов лет назад, но можно встретить и более "старые" активизации, продолжающиеся последние де-

сятки миллионов лет. Вполне вероятно, что здесь теплоперенос в верхней тектоносфере происходил неоднократно, но проблема практически не изучена.

Из подкоровой перегретой области частично расплавленное вещество выносится в кору в интервал глубин 30—40 км (занимает около половины объема) и 20—30 км (четверть объема). Под кору опускаются эколгитизированные блоки основных пород. Нагрев коры "размораживает" реакцию эколгитизации, быстрому течению которой способствуют флюиды, принесенные мантийными выплавками и образовавшиеся при частичном плавлении пород амфиболитовой фации метаморфизма. Темп преобразований вполне может достигать [Королюк и др., 2004] необходимой величины — изменения минералогии за 10^5 лет при размере зерна 0,05 мм.

Для анализа привлекались данные о сейсмичности территории Украины и соседних стран, а также информация о землетрясениях Тихоокеанского активного кольца. В первом случае речь идет почти исключительно о коровой сейсмичности и небольшой энергии. Во втором — о событиях большей глубинности и энергетических классов.

Вначале рассматриваются характеристики среды, что позволяет более обоснованно говорить о природе явления.

Часть приводимых ниже результатов уже публиковалась, но они дополнены новыми и представлены в рамках более полного по охвату темы обзора.

Прочность на сдвиг и удельная упругая энергоемкость пород коры. Значительная информация, используемая для определения этих параметров, имеется только в коре. Сведения о сейсмичности Украины дают возможность определить, о каких ее частях идет речь.

За пределами Украины, но сравнительно недалеко от ее территории, локально распространены (Вранча в Румынии и Карцаг в Венгрии) глубины гипоцентров до 150—200 км (www.peis.cr.usgs.gov), встречаются и более мелкие. Приведенные данные (рис. 1) показывают, что следует ориентироваться на уровни коровых глубин 5—10 и 20—25 км. Энергетический класс землетрясений в основном 9,0—9,5.

В работе [Крылов, Дучков, 1996] предложен вариант изучения условий накопления энергии, проявляющейся в землетрясениях, в виде расчета удельной упругой энергоемкости коровых блоков, определяемой как $w = \tau^2/2G = \tau^2/2\sigma V_s^2$, где τ — прочность на сдвиг (разрушаю-

щее касательное напряжение), сама по себе представляющая интерес в качестве характеристики сейсмогенерирующей среды, G — модуль сдвига, σ — плотность, V_s — скорость распространения поперечных сейсмических волн. Параметр w ("потенциальная упругая энергия, которая накапливается в единичном объеме среды в результате ее сдвигового деформирования вплоть до момента разрушения" [Крылов, Дучков, 1996, с. 57]) на первый взгляд не может отражать всей сложности процесса наращивания сейсмогенерирующих напряжений. Представляется, что его нельзя напрямую сравнивать с реальными источниками напряжений и таким образом определять время накопления предельной энергии, так как отсутствует учет релаксации (если процесс накопления существенно превосходит время релаксации). Во всяком случае, оценки удельной упругой энергоемкости интересны в качестве предельного значения реального энергосодержания, возможного при данном давлении и температуре в коре.

Поскольку плотность пород коры часто устанавливается по сведениям о скорости распространения сейсмических волн, можно в принципе заменить ее в формуле расчета w соответствующим выражением, сведя всю исходную информацию к τ и V . В нашем случае это рационально, так как пересчет скорости в плотность выполняется для небольших глубин и температурных аномалий, роль которых в уточнении плотности оказывается незначительной (см. ниже).

На рис. 2 показаны значения τ для коровых пород при различных температурах.

Очевидна преимущественная связь параметра с давлением (глубиной), зависимость от температуры представляется менее значительной на небольшой глубине. Для 7,5 км можно ограничиться одной величиной $\tau = 0,27 \pm 0,01$ ГПа. На 22,5 км различия уже заметны, особенно если учесть нестандартный (повышенный) прогрев в зоне СА Закарпатского прогиба (примерно до 700 °С) и заметно более низкие по сравнению с нормальными (примерно на 50—70 °С) температуры в зонах с пониженной теплогенерацией на платформе. На этой глубине прочность может варьировать в пределах 0,37—0,60 ГПа. Квадраты этих величин различаются около 2,6 раз. Конкретные значения: платформа с пониженной теплогенерацией пород — 0,60, с нормальной — 0,56, на краю зоны СА — 0,52, в центре — 0,42, в Закарпатском прогибе — 0,37 ГПа.

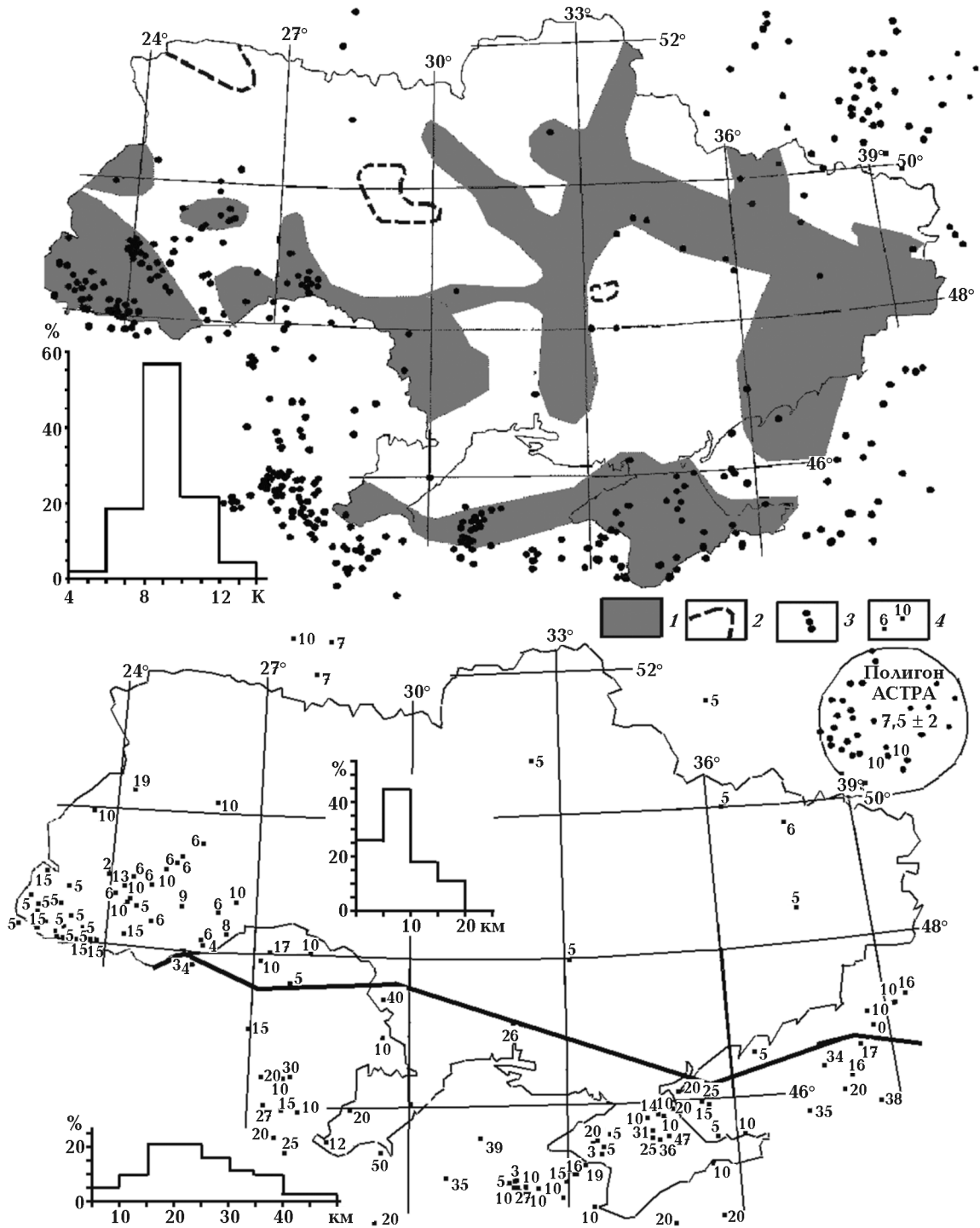


Рис. 1. Землетрясения на территории Украины [Геотраверс ..., 2002; Сафронов, 2005; Надежка и др., 2008; Савко и др., 2008 и др.]: 1 — зоны современной активизации, 2 — области с аномально низкими коровыми температурами (T) коры, 3 — эпицентры землетрясений, 4 — глубины гипоцентров.

Кроме прочности на сдвиг используется еще одна характеристика среды — модуль упругости: $K = \sigma (V_p^2 - 1,33V_s^2)$ [Сейсморазведка ..., 1981], в нашем случае (при $V_p/V_s = 1,74$, см.

ниже) $K = 0,56\sigma V_p^2 = 0,85\tau w^{-1}$. В работе [Геотраверс ..., 2002] на основании данных по полигону АСТРА сделан вывод о приуроченности очагов землетрясений к зонам с высоким

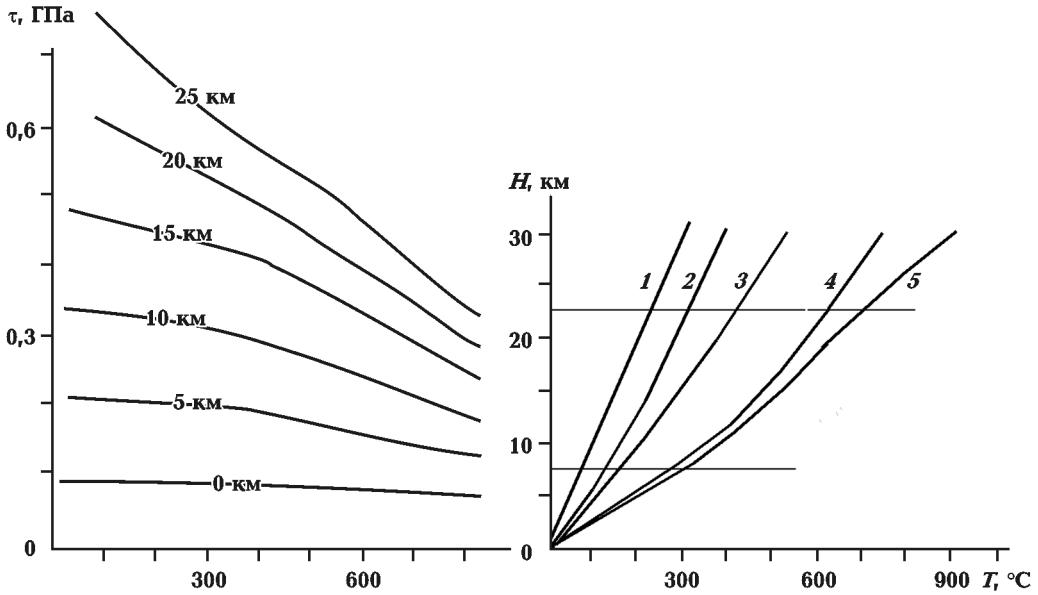


Рис. 2. Зависимость прочности на сдвиг от PT -условий [Справочник ..., 1969; Физические ..., 1984; Петрофизика ..., 1992; Крылов, Дучков, 1996] и оценки распределений температур в коре платформ и центральных частей зон СА [Гордиенко и др., 2005 и др.]: 1, 2 — платформа (1 — пониженная теплогенерация, 2 — нормальная), 3, 4 — зоны активизации (3 — окраина, 4 — центр), 5 — Закарпатский прогиб.

значением модуля упругости: т. е. при одной величине τ (на одной глубине) максимум модуля упругости соответствует минимуму удельной энергоёмкости.

Такое заключение представляется не очень обоснованным даже по материалу, приведенному в монографии [Геотраверс ..., 2002]. Если использовать большее количество данных (привлекая все эпицентры землетрясений, известные в настоящее время в пределах полигона), уверенно обнаружим отсутствие такой приуроченности (рис. 3), по крайней мере, для имеющейся изменчивости параметра.

Значения плотности коровых пород, рассчитанные по скорости распространения сейсмических волн, приведены в работе [Гордиенко, 1999]. Эта модель не учитывает некоторых эффектов, привлечение которых необходимо для точного расчета гравитационного поля [Гордиенко и др., 2005], что в данном случае несущественно. На глубинах 7,5 и 22,5 км плотность варьирует вполне заметно, есть смысл принять изменения во внимание (рис. 4, а).

Скорости распространения поперечных сейсмических волн в земной коре Украины изучены гораздо меньше, чем продольных. Значения V_s можно определить, используя соотношение V_p/V_s . Ранее оно было установлено в виде средней величины для имеющихся в Ук-

раине определений — 1,76 [Гордиенко и др., 2011]. В южной части Воронежского массива на полигоне АСТРА и на российской части геотраверса Гранит, по данным [Геотраверс ...,

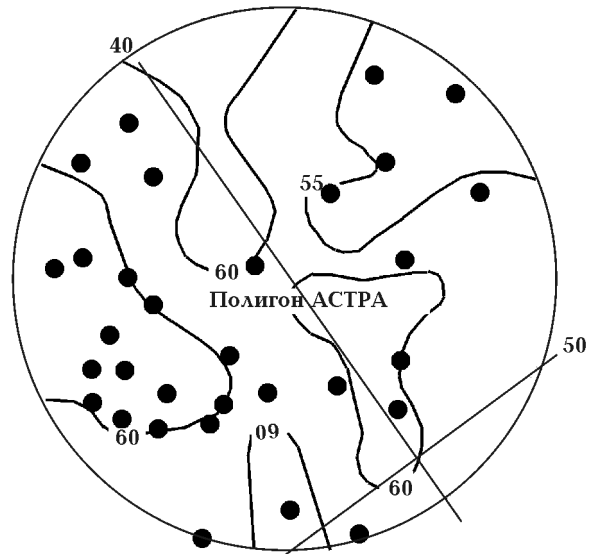


Рис. 3. Распределение K ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3} \cdot \text{км}^2 \cdot \text{с}^{-2}$) в слое с глубинами кровли и подошвы 6 и 9 км (изолинии), по [Геотраверс ..., 2002], на полигоне АСТРА и эпицентры землетрясений (точки) [Геотраверс ..., 2002; Надежка и др., 2008; Савко и др., 2008].

2002; Надежка и др., 2008; Савко и др., 2008], значение V_p/V_s на рассматриваемых глубинах составляет в среднем около 1,70—1,72. При использовании среднего значения 1,74 ошибка, скорее всего, будет несущественной.

Вариации рассчитанных скоростей распространения поперечных сейсмических волн на рассматриваемых глубинах сопоставимы (0,3—0,5 км/с). Их распределение приведено на рис. 4, б.

Результаты расчета удельной упругой энергоемкости на соответствующих глубинах иллюстрирует рис. 4, в.

Искомый параметр оказывается довольно стабильным на каждой из глубин, его изменения с глубиной и температурой не очень значительны. Сведений о τ , позволяющих определить величину w для верхней мантии, недостаточно, но довольно обоснованно можно предположить, что при больших температурах для всех кристаллических пород прочность на сдвиг не превышает рассмотренные величины. Тогда удельная упругая энергоемкость должна быть на уровне 10^6 Дж/м³, т. е. не выше коровой или несколько ниже значения для средней коры.

Вязкость и времена релаксации напряжений. В работах автора уже приводилась схема определения динамической вязкости (η) для пород коры и верхней мантии Земли в разных *PT*-условиях [Бурьянов и др., 1983; Гордиенко, 1998 и др.]. По этим данным значения η в условиях достаточно холодной коры платформы должны составлять примерно 10^{23} — 10^{24} Па·с. Сравнение с использованным ниже методом проведено для уровня раздела М и температуры 500—550 °С. Результаты практически совпали. Поэтому можно считать, что применение более детально разработанной схемы расчета вязкости [Теркот, Шуберт 1985; Геря, 1999] существенно не противоречит ранее приведенным случаям использования параметра для оценки возможностей теплопереноса, релаксации напряжений и пр. Однако для пород коры последняя информация гораздо более обоснована и детальна, поэтому далее будем опираться именно на нее. Параметр η свойственно использовать для оценок времени релаксации напряжений и перемещений вещества коры, которые могут служить источниками землетрясений.

Условия расчетов. Указанные выше работы [Теркот, Шуберт, 1985; Геря, 1999] вполне справедливо привлекают внимание к необходимости определения скорости процессов деформации (ϵ), для которых производится рас-

чет вязкости. К привычным представлениям о практически твердой Земле, используемым при анализе прохождения сейсмических волн, добавляются осложнения уже при рассмотрении собственных колебаний планеты. Тем более надо учитывать наличие не только упругой реакции для тектонических процессов. Необходим переход к диффузной составляющей, что осложняет экстраполяцию от уровня параметров, которые могут исследоваться экспериментально, к требуемым для геологически реальных. Не вдаваясь в детали рассмотрения этой темы, приведем лишь один пример расчета величин η для диабаза в условиях достаточно высоких температуры и давления (рис. 5).

Очевидно очень сильное изменение параметра. Ориентируясь на признанные представления о скорости деформации при тектонических процессах обычного в геологической истории содержания (10^{-10} — 10^{-17} с⁻¹ [Теркот, Шуберт, 1985 и др.]), возьмем за основу расчета скорость 10^{-14} с⁻¹ [Артюшков и др., 1996 и др.]. Однако следует учитывать диапазон возможных значений параметра. Погрешность определения вязкости из-за неопределенности скорости деформации явно не меньше порядка.

Вязкость зависит также от состава пород и степени метаморфизма. При одинаковых условиях кислые кварцсодержащие породы могут иметь η на 2—4 порядка больше, чем основные и ультраосновные. Поэтому надо рассмотреть типичный состав пород на исследуемых глубинах. Для большинства платформенных регионов его можно считать близким к установленному на Украинском щите [Гордиенко и др., 2005]. Он представлен на глубине 7,5 км 57 % кислых, 30 % средних и 13 % основных пород. Представлены фации метаморфизма: амфиболитовая — 58 %, гранулитовая — 37 %, зеленосланцевая — 5 %. На глубине 22,5 км 28 % кислых, 24 % средних и 28 % основных пород. Фации метаморфизма: амфиболитовая — 30 %, гранулитовая — 70%. Вариации вязкости в связи с составом не превосходят обусловленных возможной ошибкой в выборе скорости деформации.

Для территорий Украины с большой мощностью осадочного слоя (Карпат и Днепровско-Донецкой впадины) тепловой режим на активных этапах геологической истории привел к существенным изменениям первично-осадочных пород, которые приблизили их свойства к имеющимся в консолидированной коре. Состав метапелитов близок к составу средних кристаллических образований. Поэтому приведен-

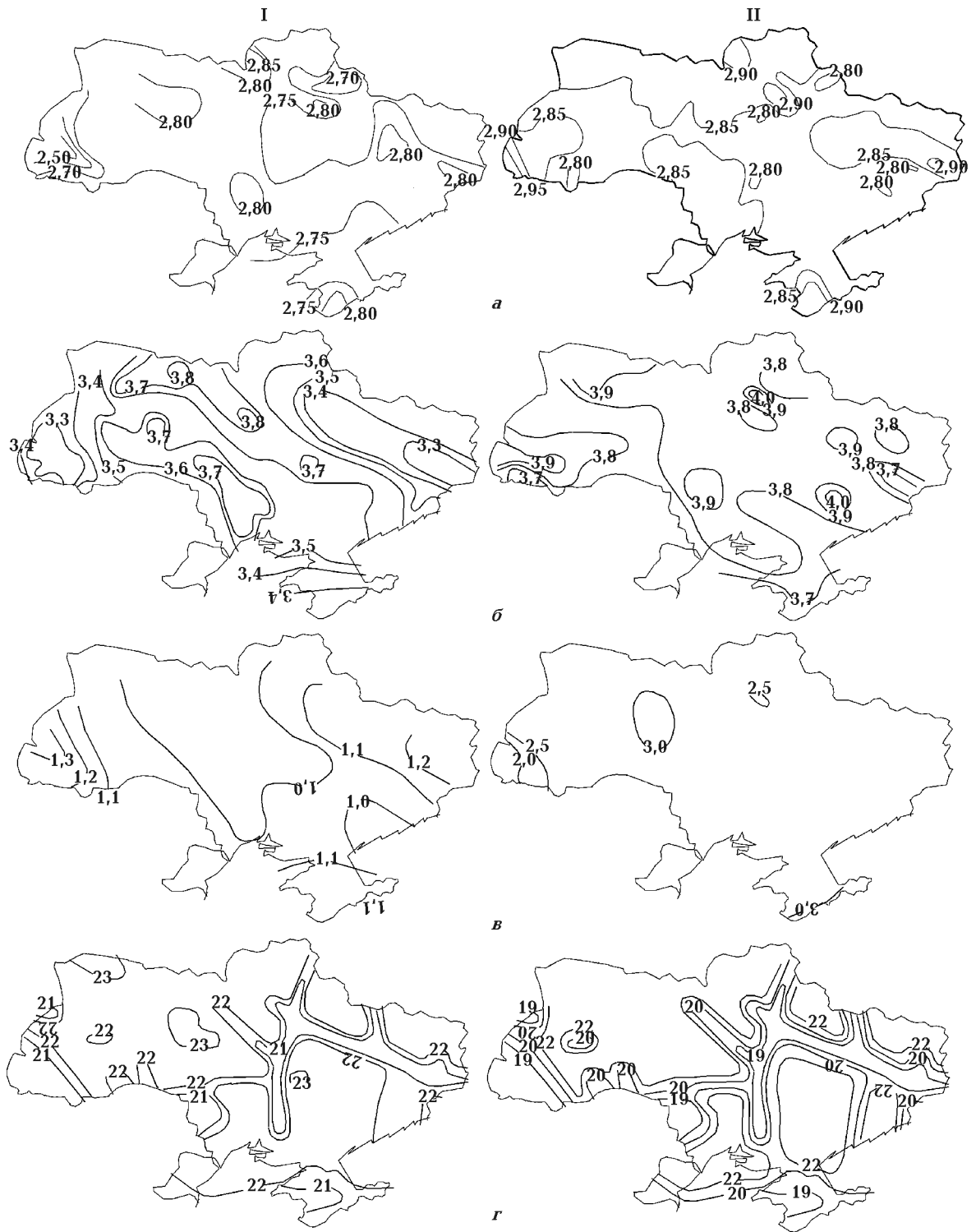


Рис. 4. Распределение на глубине 7,5 (I) и 22,5 (II) км плотности пород, г/см^3 (а), скорости распространения поперечных сейсмических волн, км/с (б), удельной упругой энергоёмкости, 10^6 Дж/м^3 (в) и вязкости (изолинии — показатель степени — $10^9 \text{ Па} \cdot \text{с}$) (г) для территории Украины.

ные на рис. 5 данные использовались во всех случаях. При сохранении в каком-то районе указанных впадин толщи осадочного слоя без

глубоких катагенетических изменений отличие от рассчитанной вязкости может быть очень значительным, например, для флиша

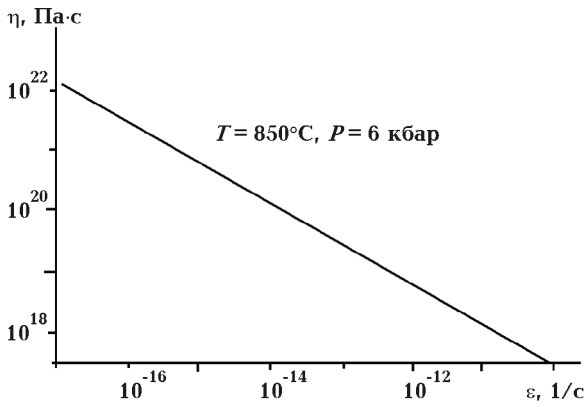


Рис. 5. Зависимость вязкости диабазы от скорости деформации [Геря, 1999].

она достигает 10^{17} Па·с [Гзовский, 1975]. Однако такой случай кажется нереальным.

Одна из главных причин изменения η — температура. Для глубины 7,5 км, как было показано в работах автора по разным регионам Украины и за ее пределами, нет достоверно устанавливаемой разницы между платформенными блоками с несколько разным уровнем глубинного теплового потока (ТП). Исключением будем считать некоторые незначительные по площади массивы на щите и северо-востоке Волыно-Подольской плиты с ТП на уровне 35 мВт/м² (см. рис. 1). Здесь типичные температуры могут обеспечить повышение вязкости, по крайней мере, на полпорядка. Существенно отличными от приведенных для зон СА могут оказаться и температуры на глубине 22,5 км в Закарпатском прогибе (см. рис. 2).

На вязкости сказывается и присутствие флюида (рис. 6). На глубине 7,5 км в настоящее время не фиксируются зоны частичного плавления. Однако флюидизация на пример-

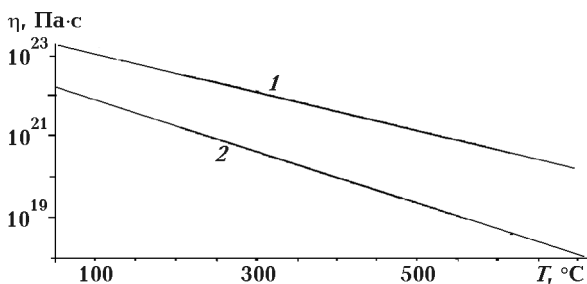


Рис. 6. Величины вязкости пород на глубине 10 км для скорости деформации 10^{-14} с⁻¹, по [Геря, 1999]: 1 — сухие породы, 2 — породы + флюид.

но таких глубинах может встречаться, она отмечена геоэлектрическими методами практически во всех изученных районах СА. Влияние флюида значительно: для той же породы, при тех же PT -условиях она может становиться меньше на 1—2 порядка [Геря, 1999]. Поэтому отличие η в прогретых зонах от рассчитанной для "холодной" платформы еще увеличивается, во всяком случае, в центральной части активизированного района. Не очень уверенно можно говорить о возможности отсутствия аномалии в случаях, когда прямого указания на флюидизацию пород (данных геоэлектрики) нет, тепловой поток нормальный, но имеются другие признаки СА. Ее тепловой и флюидный фронт может находиться глубже 7,5 км. Поэтому распределение η может быть в некоторых регионах пересмотрено при дальнейших геофизических исследованиях.

Для температур выше 600°C (которые встречаются в коре зон СА Украины на глубине 22,5 км) появление жидкости весьма вероятно, а влияние расплава на вязкость не менее значительно, чем флюида. Например, согласно работе [Бухарев, 1987], вязкость магмы монцонита при 50 %-ном плавлении без флюидов составляет лишь 10^{11} Па·с.

Распределение вязкости на глубинах 7,5 и 22,5 км. Приведенная схема распространения различных значений η (см. рис. 4, г) построена по тепловой модели коры Украины, что соответствует распределению в ее пределах платформенных и активированных районов (см. рис. 1, 2). В центральных частях зон активизации температура достигает на глубине 7,5 км примерно 300°C , поэтому при наличии флюидов вязкость может снизиться до 10^{20} — 10^{21} Па·с. Вместе с тем эта зона должна характеризоваться высокой электропроводностью. Надо определить, на какой глубине находятся кровли таких проводников в типичных случаях. Соответствующая информация по данным двумерного моделирования приведена в табл. 1.

В ряде зон современной активизации Украины аномалии электропроводности в настоящее время зафиксированы только в мантии. Но не обязательно этот результат — окончательный. В некоторых случаях наличия проводника в коре глубина кровли установлена по старым или неполным данным. Все же представляется вероятным, что флюидизация на глубине 7,5 км в пределах зон активизации Украины встречается. Об этом же свидетельствуют расчеты глубины резервуаров гидро-

Т а б л и ц а 1. Глубины кровли проводников в зонах современной активизации Украины по данным геоэлектрики [Гордиенко и др., 2005, 2011 и др.]

Зона	Глубина, км
Карпатская	8—10
Яворовская	8—10
Кировоградская на УЩ	16—30
Кировоградская на Воронежском массиве	9—14
Тарханкутская	15
Субботовская	18
Днепровская	24
ДДВ	6—12
Приазовская	9—30
Черновицкая	13—22
Ренийская	10—17

терм в некоторых зонах СА [Гордиенко и др., 2005, 2011 и др.].

Вариации расчетной вязкости довольно значительные — около 4 порядков (см. рис. 4, g), но погрешность расчета велика и практически не поддается оценке.

На рассматриваемой глубине не наблюдаются значительных отрицательных аномалий η за возможным исключением отдельных районов Закарпатья, где недавно произошло вторжение кислой магмы в верхние горизонты коры. Здесь вероятно включение специального механизма внутрикоровой адвекции [Гордиенко и др., 2005 и др.]. В такой постановке задачи низкая вязкость является следствием выноса магмы. Однако возможна (и рассмотрена), например в работе [Dirks, 1995], гипотеза процесса эксгумации вещества нижней коры при условии падения вязкости до 10^{17} — 10^{18} Па·с. Присутствие флюида способствует снижению температуры солидуса пород в процессе подъема до 650—700 °С. Другими словами, в тепломассоперенос включается часть коры, где на старте отсутствуют породы в амфиболитовой фации метаморфизма.

Имеющиеся данные позволяют сделать оценку η для нижней части земной коры — верхних слоев мантии (реально это может пригодиться для южной зоны сравнительно глубоких гипоцентров (см. рис. 1) и Карпат). На глубине 40—50 км при температуре 900 °С

для основных и ультраосновных пород получим примерно $10^{20,5}$ — $10^{21,5}$ Па·с [Геря, 1999].

Время релаксации напряжений и возникновения землетрясений. Определяющим для анализа условий накопления энергии, которая используется землетрясениями, является время релаксации напряжений (t) в упруговязкой среде. Обычно оно устанавливается как $t = \eta/G$.

По свойствам пород на глубине 10 км (см. выше) рассчитана величина $G = 2\sigma V_s^2$, она составляет $(5—9) \cdot 10^{10}$ Па. По результатам лабораторных измерений для типичных кристаллических пород верхней части коры [Справочник ..., 1969 и др.] получаем примерно такую же величину. Конечно, эти значения характеризуют совершенно другой диапазон скоростей деформации, чем использованный при определении вязкости пород. Применяются иные механизмы процесса. Автору неизвестны данные о зависимости G от скорости деформации. В тектонофизических расчетах используется значение около 10^{10} Па [Гзовский, 1975], т. е. радикального изменения величины модуля не предусмотрено. Поэтому не исключено, что время релаксации (даже при минимальном G) для определенных выше значений η составляет 10^2 — $n \cdot 10^5$ лет. Значения t очень незначительны, при появлении новой информации их, возможно, придется пересмотреть.

Прежде всего, нельзя исключать заметного сокращения модуля сдвига для процессов медленной деформации, когда преобладает диффузная составляющая вязкого течения. Увеличение t на порядок уже приводит к необходимости учитывать возможность возникновения землетрясений, вызванных перемещением блоков, которые изменили плотность при минералогических преобразованиях. Ранее считалось [Глико, Соболев, 1986 и др.], что в благоприятных условиях эколитизация коровых пород происходит в течение примерно 10^7 лет. Последние исследования подобных преобразований [Королюк и др., 2004 и др.] указывают на весьма разнообразные отрезки времени в зависимости от размеров кристаллов (табл. 2).

Это существенно расширяет спектр возможных причин сейсмичности.

В коре активных (в настоящее время или в прошлом) регионов по минералогическим маркерам изучены очень значительные перемещения пород [Clark et al., 1988; Перчук, 1997; Геря, 1999; Перчук, Геря, 2005 и др.]. Они бывают довольно медленными, например, поро-

Т а б л и ц а 2. Время, необходимое для сглаживания химических неоднородностей гранатов на стадиях опускания и эксгумации (в годах) для разных размеров зерен минералов [Королюк и др., 2004]

$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{кбар}$	$R = 0,05 \text{ мм}$	$R = 0,5 \text{ мм}$	$R = 5 \text{ мм}$
Стадия опускания				
500—600	5,56—6,67	$3 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^{11}$
500—700	5,56—7,78	$1,3 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^{10}$
500—800	5,56—8,89	$1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^9$
500—900	5,56—10,0	$1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^8$
500—1000	5,56—11,11	$1,3 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^7$
Стадия эксгумации				
1000—900	11,11—10,0	$4 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^6$
1000—800	11,11—8,89	$1 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^8$
1000—700	11,11—7,78	$3 \cdot 10^5$	$4 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^9$
1000—600	11,11—6,67	$1,8 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{11}$
1000—500	11,11—5,56	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{13}$

ды месторождения Виктори [Clark et al., 1988] двигались по траектории примерно 90 млн лет в раннем протерозое (рис. 7).

В других случаях фиксируются достаточно быстрые перемещения, происходящие за отрезки времени, близкие к определенному выше времени релаксации напряжений. В районе Фаро расстояние в 10—15 км по вертикали порода прошла за 80 тыс. лет [Перчук, Геря, 2005], поднятие пород пояса Лимпопо произошло за 2 млн лет на 25—30 км [Перчук, 1997]. Представленные на рис. 7 данные вызывают ряд вопросов. В частности, если температуры в недрах платформ довольно неплохо соответствуют периодам активизации и прогрева, то в других регионах они на этапах опусканий лишь незначительно выше современных температур платформ и только на "обратном пути" приближаются к условиям в активизированных регионах. И все же намеченное этими исследованиями направление изучения достаточно быстрых движений пород может помочь в понимании природы сейсмичности.

Близкие по порядку величины перемещений обнаруживаются и геоморфологическими наблюдениями. Поднятие Памира за последние 20 тыс. лет происходит со скоростью 1,5 м за столетие, скорость современного поднятия Тибета — 1 м в столетие, т. е. в этих районах

за минимальное время релаксации происходят смещения, фиксируемые обычно при сильных землетрясениях.

Приведенные выше амплитуды перемещений не максимальные из зафиксированных по петрологическим данным, есть и захватывающие значительную часть верхней мантии [Геря, 1999; Перчук, Геря, 2005] (см. рис. 7). Приводятся сведения о перемещениях вещества мантии в еще большем диапазоне глубин, но речь идет о мелких фрагментах, перенос которых, возможно, связан с магматизмом.

Удельная упругая энергоемкость и сейсмический момент. Имеющиеся данные об энергетических классах землетрясений Украины [Сафронов, 2005 и др.] позволяют установить типичную энергию сотрясений, выделяемую при этих событиях как $10^{9 \pm 4}$ Дж (далее используются упрощенные выражения для энергетического класса и сейсмического момента, определяемых по магнитуде — $K = 1,6M + 4,6$; $\lg M_0 = 12 + M$). При реальной величине объемов вещества коры или мантии, в которых снимаются напряжения при таких событиях, их "энергетические потребности" на создание колебаний в окружающей среде на много порядков меньше, чем может быть запасено при выявленной упругой энергоемкости. Можно посчитать, что для землетрясения достаточно накопления в среде очень малень-

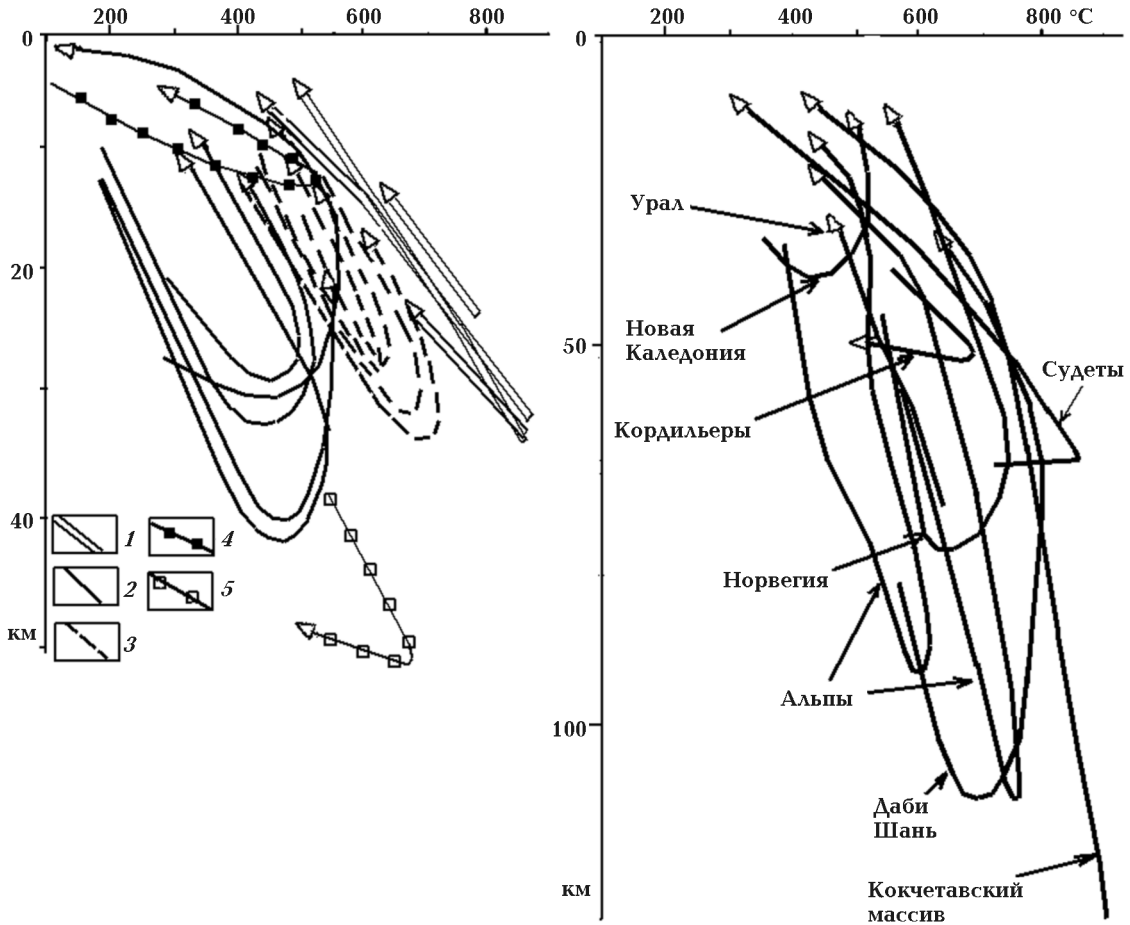


Рис. 7. Изменение *P*-*T*-условий нахождения коровых и мантийных пород: 1 — древних платформ, 2 — окраин континентов и островных дуг, 3 — складчатых поясов [Перчук, 1997], 4 — месторождения золота Виктории, Австралия [Clark et al., 1988], 5 — эклогитов района Фаро, Аляска [Перчук, Гера, 2005].

ких напряжений (на уровне 0,1 Па), при которых потенциальная энергоёмкость совершенно не используется, но такая величина слишком далека от реальной прочности горных пород. На глубине порядка 10 км в зонах СА вблизи недавних вторжений перегретого материала температура может измениться на 1—10 °С за 100 тыс. лет. Расчет показал [Гордиенко, 2012]: в сплошной среде на глубинах, сопоставимых с рассматриваемыми, изменение температуры на 1 °С генерирует напряжения на уровне 1 МПа. Для нагрева на 1 °С объема пород при реальной объемной теплоемкости необходимо не менее $2,5 \cdot 10^6$ Дж/м³. Часть этой энергии, перешедшая в упругие напряжения, должна быть вполне сопоставимой.

Обратимся к данным о сильных и хорошо изученных землетрясениях. Одно из них с магнитудой 6,5 состоялось в Паркфилде (Калифорния) в 1966 г. [Аки, 1975; Яновская, 2006 и др.]. Используя разные формулы оценки энер-

гетического класса по магнитуде [Рихтер, 1963; Аки, 1975; Яновская, 2006 и др.], получаем величину сейсмической энергии $2 \cdot 10^{15}$ Дж. Отдельные значения отклоняются от среднего примерно в 5 раз, что типично для таких вычислений [Аки, 1975]. Детально изученное распределение афтершоков позволило определить объем источника как $40 \times 10 \times 2$ км ($0,8 \cdot 10^{12}$ м³), т. е. концентрация энергии (перешедшей при разрушении пород в сейсмическую) составила 10^3 — 10^4 Дж/м³. По имеющимся представлениям полная энергия образования разлома (разрушения пород) превышает возникающую при этом сейсмическую в 10—100 раз. Величина полной энергии дает возможность оценить сейсмический момент [Капатоги, 1977; Яновская, 2006; Голицын, 2010 и др.]. Это произведение силы трения по всей плоскости (фактически объему) образовавшейся зоны разрушения пород на величину смещения вдоль нее. Для землетрясения Паркфилд он составля-

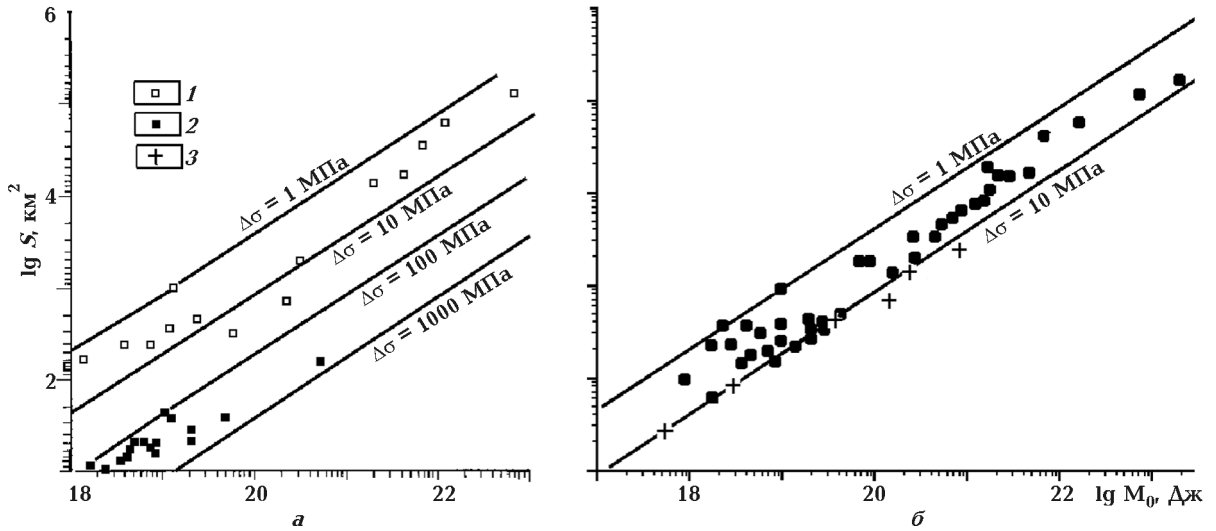


Рис. 8. Связь сейсмического момента (M_0) с площадью нарушения (S) для землетрясений разного энергетического класса и глубинности: *а* — по [Аки, 1975], *б* — по [Яновская, 2006]: 1—3 — землетрясения (1 — на небольших и средних глубинах, 2 — на больших глубинах, 3 — Вранча [Heidbach et al., 2007]).

ет чуть больше 10^{18} Дж, т. е. в указанном объеме выделилась сконцентрированная прежде упругая энергия с плотностью $1,2 \cdot 10^6$ Дж/м³. Результат соответствует энергоемкости пород; зона разрыва расположена в интервале глубин примерно 2—12 км. Находит соответствие рассчитанной энергоемкости и снятое напряжение 1—1,5 МПа, что эквивалентно $(1—1,5) \times 10^6$ Дж/м³. Примерно такие же данные можно привести по хорошо изученному аляскинскому землетрясению 1964 г. [Яновская, 2006 и др.].

Таким образом, в процессе смещения (частичного разрушения) блока пород, представляющего собой очаг землетрясения, используется вся энергия, которая может быть в нем запасена. Для неупругой релаксации напряжений просто нет места. Накопление напряжений должно произойти за очень короткий период, меньший чем время релаксации.

Параметры изученных сильных землетрясений определяются все с большей достоверностью, что ведет к сужению их диапазона (рис. 8, *а*, *б*).

С появлением более адекватных представлений о механизмах процессов в зоне перехода к нижней мантии [Кусков, 1987; Калинин и др., 1988; Burnley, 1989; Яновская, 2006 и др.] пересматривались и энергетические характеристики землетрясений. Используемые представления о площади образовавшегося разрыва и сейсмическом моменте применяются довольно условно, в основном для сравнимо-

сти всех данных. При таком подходе (рис. 8, *б*) все значения снимаемых напряжений оказываются в довольно узком диапазоне, фактически не превышающем обусловленного погрешностями расчета. Среднее значение — около 3 МПа [Яновская, 2006], при учете большего количества данных 5—6 МПа. Можно предположить, что вычисленная величина энергоемкости уточняет снимаемые напряжения для каждого места (*РТ*-условий и состава пород) их накопления.

Если вариации энергоемкости в очагах сильных землетрясений невелики [Яновская, 2006], приведенные данные (см. рис. 8, *б*) позволяют оценить ширину очага. Имеется в виду, что он обладает длиной Δx (вытянутость по горизонтали), глубиной Δz (перепад z между кровлей и подошвой) и шириной Δy (меньший размер по горизонтали). Расчет показал (рис. 9), что ширина составляет примерно $0,3\Delta x\Delta z (\sqrt{S})$.

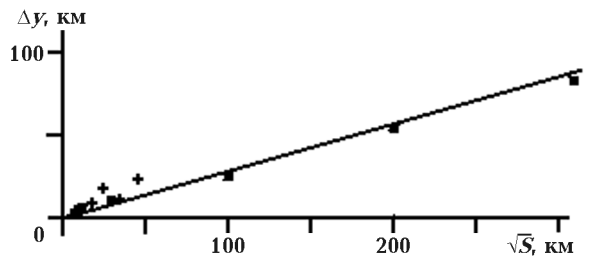


Рис. 9. Расчетные величины Δy для различных S сильных землетрясений. Кресты — данные для зоны Вранча.

Для соседней с Украиной зоны Вранча снимаемые напряжения близки к 10 МПа (см. рис. 8). Это значение позволяет приблизить связь длины и ширины очага к обычной для других событий (см. рис. 9).

Такой очаг мало похож на плоскость разлома, речь идет скорее об объеме с сопоставимыми Δu и Δz . Смещения (h) блока, вызывающие землетрясения и определяемые для глубоких событий как $h = M_0/GS$, составляют порядка 1 м, что согласуется с наблюдаемыми величинами для очагов, выходящих на поверхность. Для среднеглубинных землетрясений зоны Вранча (90—150 км) смещения составляют 0,3—3,0 м [Heidbach et al., 2007].

Причины сейсмогенерирующих перемещений. Не вызывает сомнений происхождение магматических землетрясений. Они возникают при временах перемещений, явно меньших времен релаксации. Один из примеров показан на рис. 10. Видно, что силл долерита переместил оторванную часть кимберлитовой трубки Юбилейная на несколько сотен метров по горизонтали и на 35 м по вертикали.

Весьма вероятно, что такое движение сопровождалось землетрясением. Множество очагов землетрясений фиксируются под вулканами Камчатки непосредственно перед извержениями [Славина и др., 2011] (рис. 11). Не исключено, что по перемещению гипоцентров можно проследить движение магмы из средне-нижнекоревой астеносферы в верхнюю часть коры вплоть до приповерхностной камеры непосредственно перед извержением.

В породах экологитизированных блоков коры, опускающихся на большие глубины, в том

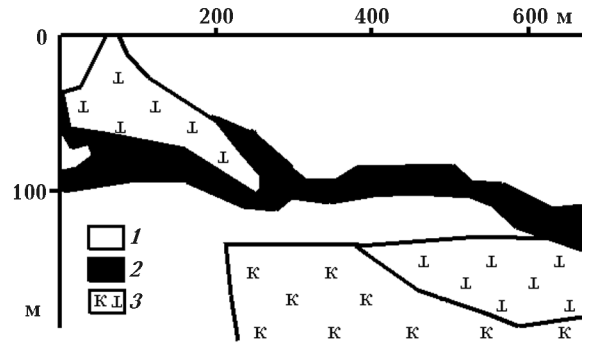


Рис. 10. Отторжение кратерной части кимберлитовой трубки Юбилейная в Якутии силлом долеритов [Перчук, 1997, с упрощениями]: 1—3 — породы (1 — вмещающие, 2 — долериты, 3 — фации кимберлита).

числе в верхнюю мантию (до 150 км), значения V_p и σ превышают обычные для пород верхних горизонтов мантии, нагретой в ходе СА.

В верхней мантии данные о V_p такого уровня имеются только за пределами Украины — в Венгрии, в Паннонском бассейне, у его границы с Апусеями (рис. 12, а). Зона повышенной скорости (8,6 км/с) расположена на глубине 30—60 км в среде со скоростью $8,0 \pm \pm 0,1$ км/с. Предполагается, что способ определения скоростного разреза может привести к завышенному значению в пределах положительной аномалии [Сологуб, 1986]. Ограничения высокоскоростного тела на юге, севере и западе неизвестны.

Считая, что скоростная аномалия связана с погружившимся в мантию массивом корового экологита, можно оценить плотностное воз-

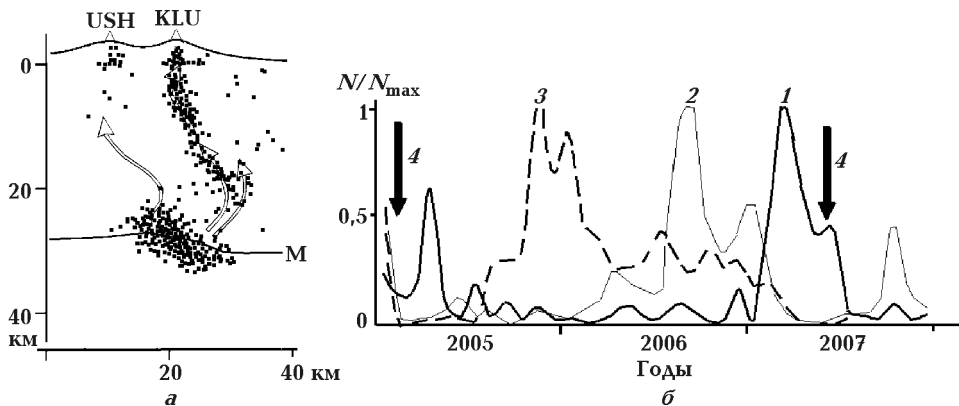


Рис. 11. Гипоцентры землетрясений перед извержениями вулканов Ушковский и Ключевской (точки) на Камчатке и предполагаемые пути движения магмы (стрелки) (а), относительное количество очагов на разных глубинах в области Ключевского вулкана в 2005—2007 гг. (б). Гипоцентры на глубинах: 1 — до 2 км, 2 — от 2 до 8 км, 3 — от 15 до 35 км, 4 — моменты вершинных извержений.

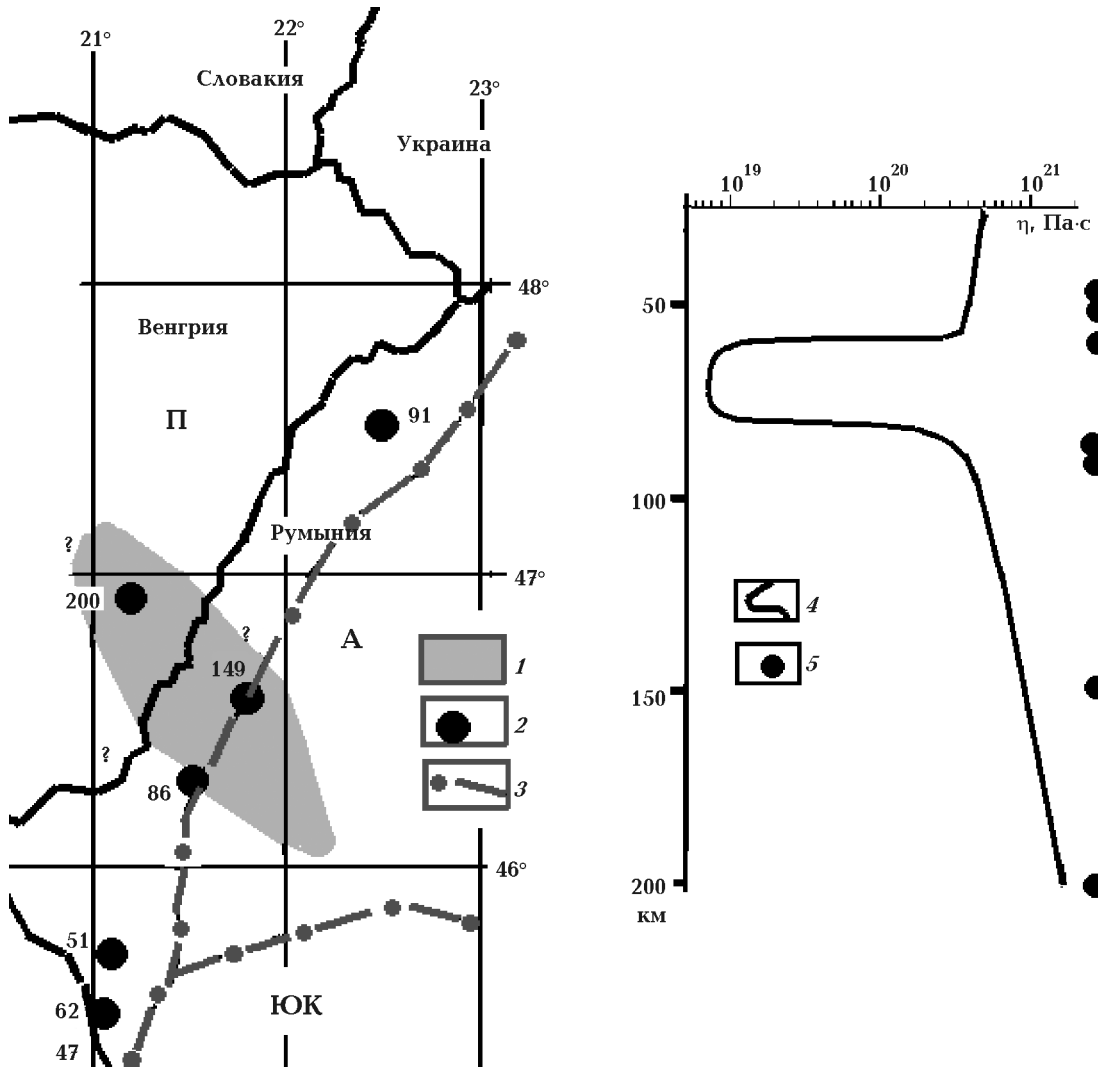


Рис. 12. Расположение высокоскоростной области (1) в мантии Паннонии, эпицентров мантийных землетрясений (глубины гипоцентров в км) (www.neic.cr.usgs.gov) (2), границ тектонических зон (3) (www.neic.cr.usgs.gov); расчетная вязкость пород мантии в районе Карцага (4), расположение по глубине гипоцентров землетрясений (5). П — Паннонская впадина, А — Апусени, ЮК — Южные Карпаты.

мушение по максимуму в $0,4 \text{ г/см}^3$. Если объект с такой плотностью опустится до 200 км, аномалия сократится до $0,25 \text{ г/см}^3$.

Оценим скорость погружения блоков по формуле Стокса: $V = 1,5\Delta\sigma g r^2 / \eta$, где $\Delta\sigma$ — аномальная плотность, g — ускорение силы тяжести, r — полуразмер блока. Полуразмер блока (по форме, возможно, сильно отличающегося от изометричного) определим как среднюю величину между его длиной и толщиной — около 40 км. При этих условиях скорость погружения для $\eta = 10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$ составит 0,1 м/год. Судя по скоростному разрезу [Соллогуб, 1986],

астеносфера располагается здесь по глубине 56—86 км.

Очевидно, что землетрясения происходят вне астеносферы. Можно предположить, что на эти значительные глубины плотные тела опустились к настоящему времени, отделившись от коры в период СА. Расчет показывает, что для опускания на 200 км необходимо 1—1,5 млн лет, при сокращении размеров объектов время быстро растет, но все же можно допустить, что процесс укладывается в рамки СА. Меньший возраст процесса и меньшее погружение плотных блоков, согласно представлениям Ж. Обу-

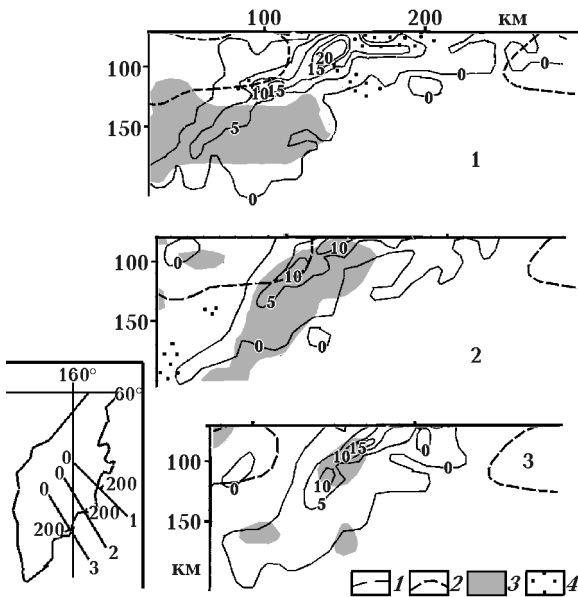


Рис. 13. Сопоставление плотности гипоцентров землетрясений со скоростными аномалиями на профилях вкост Восточной Камчатки [Гонтовая и др., 2009]: 1 — изолинии плотности гипоцентров землетрясений за 33 года на площадках 10×10 км, снесенных на плоскости разрезов из полосы шириной около 120 км, 2 — контур астеносферы по тепловой модели, 3, 4 — контуры скоростных аномалий интенсивностью более 0,2 км/с (3 — положительные, 4 — отрицательные). На врезке — расположение профилей.

зна [Обуэн, 1967] о миграции активности, должны быть характерны для внешних зон геосинклинали. Это обнаруживается на примере Камчатки (рис. 13).

Процесс может охватывать и менее метаморфизованные слои нижней части коры, приводя к переходу габбро в гранатые гранулиты, как это представлено в работе [Артюшков и др., 1996] для района Предкарпатского прогиба в миоцене.

Давление, создаваемое эклогитизированным блоком пород коры, способным к перемещению, должно быть меньше мгновенной прочности пород на сдвиг и больше напряжений, снимаемых при землетрясениях. Первый параметр для условий низов коры — верхов мантии оценивается как $n \cdot 10^8$ Па, второй — 10^6 Па. Давление блока описанных выше размеров составит в конце пути опускания около $5 \cdot 10^8$ Па, т. е. по порядку соответствует сформулированным требованиям.

Еще один из возможных вариантов возникновения плотностной аномалии в коре можно исследовать в альпийских геосинклиналиях, например Карпатской [Гордиенко и др., 2011]. Процессы существенного уплотнения проходят в нижней части осадочного слоя. С увеличением температуры и давления по мере погружения его пород идут катагенетические изменения, которые примерно к 400°C достигают уровня метagenетических (рис. 14). Вместе с плотностью возрастает скорость распространения сейсмических волн, но не так интенсивно, как в случае кристаллических пород. Поэтому при приближении скорости к 6 км/с плотность метapelитов примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$ превышает плотность образований контактирующей с ними верхней части "гранитного"

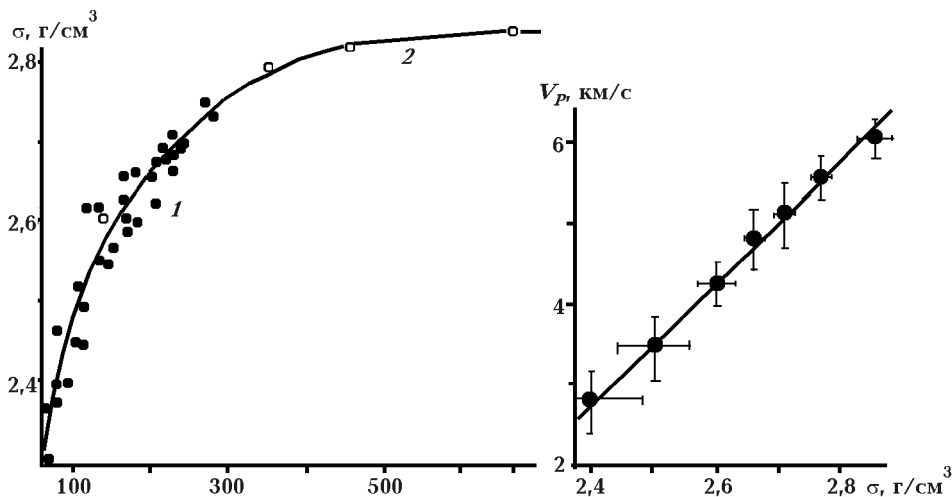


Рис. 14. Изменение плотности метapelитов с температурой и соответствующее изменение скорости сейсмических волн в породах: 1 — данные по единичным образцам, 2 — осредненные данные для групп образцов.

слоя [Гордиенко, 1999]. Поднятие верхнего разуплотненного объекта мощностью около 4 км достаточно ограничено (5—10 км), но это значительная часть его глубины.

Приведенный на рис. 15 разрез коры относится примерно к границе складчатых Карпат и Предкарпатского прогиба, где можно ожидать (по данным о распределении скоростей сейсмических волн) наибольшего проявления эклогитизации низов коры.

Таким образом, в разрезе коры появляются две зоны инверсии плотности, которые при благоприятных условиях (относительно низкой вязкости) приведут к движению вещества. По формуле Стокса для реальных размеров (радиус объектов несколько километров) и вязкости (10^{20} Па · с) скорость движения будет достигать от нескольких десятых до нескольких см/год. Это довольно значительные скорости: на несколько метров (для создания трещины, которое вызовет землетрясение) необходимы лишь сотни лет. Скорее всего, такие движения происходят спорадически, при достижении уровня напряжений, необходимого для преодоления силы трения между крыльями разломов. Разломы, к которым приурочены землетрясения и которые по другим признакам активизированы в плейстоцене, хорошо изучены в Карпатах [Верховцев, 2006].

Зоны аномальной плотности разного знака расположены в разных местах на профиле вкрест простирания складчатого сооружения. Вероятно, уплотнение в нижней части коры происходит преимущественно на его внешней границе, хотя нельзя исключать появления положительных аномалий плотности (в основном за счет перехода от габбро к гранули-

там) и во внутренних районах Карпат. Условия для возникновения контраста плотности на границе катагенетически измененной части осадочного слоя и поверхности кристаллического фундамента могут формироваться на всем протяжении складчатой зоны. В ближайший к настоящему отрезок времени они могут возникнуть в юго-западной и центральной частях региона. Поэтому кажется очень вероятным, что движение вещества, обусловленное описанными изменениями плотности пород коры, будет иметь и горизонтальную составляющую, которая способствует продолжению складчатого процесса.

Землетрясения на больших глубинах. На глубине более 200—250 км рассмотренный механизм сейсмичности не действует, так как плотность пород мантии приближается к плотности эклогитов за счет увеличения концентрации гранатов. Сейсмичность во всех активных регионах сокращается почти до нуля, в ограниченном числе регионов Тихоокеанского кольца возобновляется на глубине от 350—400 км и более. Предположение о связи глубоких землетрясений с изменениями минералогии пород мантии под влиянием изменения температуры [Кусков, 1987; Калинин и др., 1988; Burnley, 1989; Тектоносфера ..., 1992; Гордиенко, 2012 и др.] позволяет допустить обусловленность этой группы сейсмических событий сравнительно протяженными во времени полиморфными преобразованиями. Однако неопределенность знаний о скорости таких процессов и перемещений объемов пород, изменивших в связи с ними плотность, делает невозможным сколько-нибудь точный прогноз проявления сейсмичности рассматриваемой природы в каждом

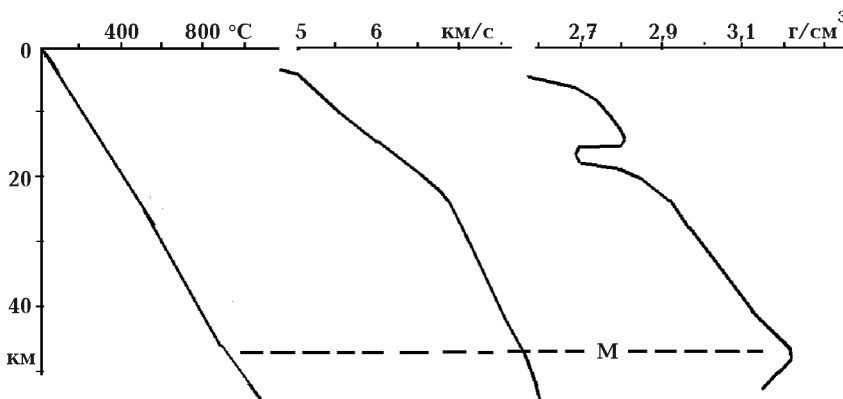


Рис. 15. Распределение температуры, скорости сейсмических волн и плотности в породах земной коры Карпат.

регионе с подходящим типом эндогенного режима в настоящее время. Выход можно попытаться найти в привлечении к анализу всех имеющихся данных в надежде на проявление в таком массиве типичных черт явления.

Выбор типов эндогенных режимов. В переходных зонах Тихого океана широко представлены геосинклинали различного возраста и отдельные фрагменты докембрийских платформ, на те и другие наложены области молодой активизации и океанизации. Рассмотрение современных тепловых моделей для перечисленных типов эндогенных режимов показывает, что недавние значительные изменения температур на необходимых глубинах могут быть только в недрах наиболее молодых альпид, зон СА и океанизации. Поздние альпиды у берегов Тихого океана представлены ограниченно (Сахалин, часть Японии и т. д.), последние перемещения вещества тектоносферы, связанные именно с геосинклинальным режимом, произошли в них примерно 20—30 млн лет назад. Как будет показано ниже, этот отрезок времени несколько превышает оптимальный для генерации напряжений. Хотя нельзя полностью исключать возможность их появления. Активизация альпийских и, возможно, киммерийских (в составе Тихоокеанского кольца) геосинклиналей по АПГ [Гордиенко, 2012] представляет собой вынос перегретого вещества из реликтовой сравнительно неглубокой астеносферы, т. е. в ходе этого процесса полиморфные преобразования глубже 300 км не происходят. В этом смысле вся восточная периферия Тихого океана бесперспективна, здесь не должно быть глубоких землетрясений (исключение см. ниже). Современная активизация возрастом 3—7 млн лет широко представлена на Украинском щите, в Донбассе и др. Землетрясения глубже 300 км здесь неизвестны. Вероятно, время, прошедшее после начала процесса, еще недостаточно для преобразования пород у подошвы верхней мантии и изменения их плотности. На эпигерцинских плитах Европы распространены зоны активизации возрастом около 30 млн лет. В основном это рифтогены, но для части случаев (Чешский массив, Ставропольское поднятие и др.) можно предположить режим одноактной активизации. И здесь глубокие землетрясения отсутствуют. Не исключено, что соответствующие преобразования уже завершены.

Наиболее подходящим кажется возраст последнего перемещения вещества, затрагивающего необходимые глубины, 10—20 млн лет.

Оно характерно для завершающего этапа океанизации в окраинных морях запада Тихого океана и одноактной активизации фрагментов Сино-Корейской и Южно-Американской платформ. Следует подчеркнуть, что глубокая сейсмичность вероятна в пределах выбранных регионов, но совсем не обязательно должна быть представлена в каждом из них. Даже небольшое изменение возраста процесса может привести к отсутствию современных землетрясений.

При построении тепловых моделей для океанизируемых регионов было учтено, что здесь последний этап активности, сопровождаемый магматизмом, территориально смещен от центра на периферию, вплотную к соседним островным дугам [Гордиенко, 2012].

Тепловые модели нижней тектоносферы и изменения минералогии пород. Модели построены в соответствии со схемами глубинных процессов по АПГ [Гордиенко, 2012] и показаны на рис. 16, а, б.

В работе [Гордиенко, 2012] приведена типичная минералогия мантийных пород, на рис. 16, а, б — условия преобразования оливина. Эта информация наряду с данными об изменении плотности мантийных пород под влиянием изменения температуры (для рассматриваемых глубин около 0,007—0,008 г/см³ на 100 °С) дает возможность оценить плотностной эффект процесса (при условии завершения минералогических преобразований, т. е. по максимуму).

Результативные изменения σ для обоих эндогенных режимов за последние 20 млн лет представлены на рис. 16, в. Значения $\Delta\sigma$ резко различаются в области преобразования оливина (при условии завершения преобразований) и выше, но и аномалий в первые сотые доли г/см³ достаточно (без учета релаксации напряжений) для создания напряжений, сопоставимых с прочностью пород при длительных нагрузках (которые по крайней мере на порядок меньше "мгновенной" прочности — $n \times 10^8$ Па). Расчет проведен для реальных размеров уплотненного объекта в зоне океанизации выше кровли слоя преобразованного оливина — около 100 км.

Время, необходимое для завершения преобразований минералогии при реальных размерах кристаллов, по имеющимся данным можно оценить в миллионы — первые десятки млн лет, т. е. в рассматриваемом случае процесс значительно продвинулся, аномальные плотности близки к максимальным.

Погружение уплотненных объектов будет происходить в основном в слое пород с β - и γ -оли-

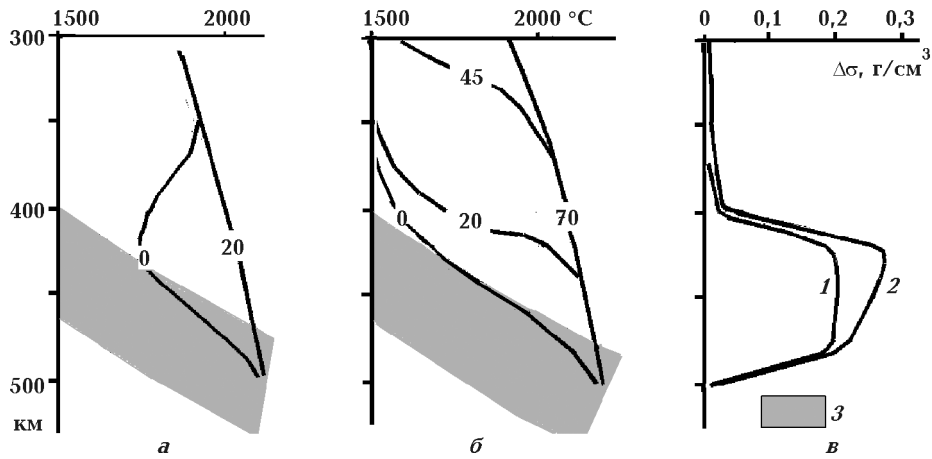


Рис. 16. Тепловые модели нижней тектоносферы зон современной активизации докембрийской платформы (а) и молодой океанизации (б). Цифры у геотерм — время в млн лет назад; в — распределение аномальных уплотнений пород в тектоносферах зоны современной активизации докембрийской платформы (1) и зоны океанизации (2), 3 — *PT*-условия двухступенчатого преобразования оливина (при железистости примерно 13 %) в минерал со структурой шпинели.

вином, что обусловит существенное удаление от температуры солидуса и увеличение вязкости примерно до 10^{22} — 10^{23} Па·с. Скорость движения по формуле Стокса для минимальных плотностных аномалий составит около 1 см/год, для максимальных — на порядок больше. Таким образом, уплотненные массы могут за рассматриваемое время достичь подошвы зоны полиморфных переходов (650—700 км). Значительное погружение в нижнюю мантию (с переходом к магнезиевюститу и перовскиту) представляется нереальным.

Все рассматриваемые переходы на глубине 300—550 км экзотермичны, суммарное нагревание породы составит многие десятки градусов, но принципиальных изменений хода процесса это не должно вызвать. Преобразование вещества на подошве переходной зоны ведет к существенно большему нагреву, отрицательная тепловая аномалия им нивелируется. Глубже располагается кровля глобальной астеносферы, в которой погружение и землетрясения невозможны.

Прогноз распределения гипоцентров землетрясений. Приведенные соображения позволяют довольно полно описать прогнозируемые использованной гипотезой свойства зон глубокой сейсмичности, характерной для периферии Тихого океана. Прогноз по указанным выше причинам имеет вероятностный характер.

1. Гипоцентры землетрясений на глубине более 300 км приурочены к зонам недавно завершившейся (возможно, еще не полностью)

океанизации западной периферии океана. На восточной периферии землетрясений такой природы не должно быть. Кроме того, глубинная сейсмичность может присутствовать в областях СА древних платформ, начавшейся 10—20 млн лет назад. Одна из таких областей может располагаться на западной окраине Южно-Американской платформы, вторая — в прибрежной части Сино-Корейской.

2. Возможно, что гипоцентры под областями океанизации распространены в большем интервале глубин (начинаются с меньших глубин), чем под активизированными платформами. Общий диапазон прогнозируемых глубин гипоцентров землетрясений этой природы от 300—350 до 650—700 км.

3. Можно уверенно утверждать, что землетрясения (хотя и другой природы) должны происходить в привлеченных к анализу регионах и на меньших глубинах (от 200—250 км до коровых).

4. Подошва сейсмогенерирующего слоя рассматриваемой природы располагается на глубине около 700 км, к этому интервалу завершаются полиморфные преобразования и достигается кровля глобальной астеносферы [Гордиенко, 2012].

Сравнение с фактическими данными о землетрясениях. Территориальное распределение части эпицентров землетрясений с глубинами 300—500 и более 500 км показано на рис. 17 (www.neic.cr.usgs.gov). В него не включены эпицентры вблизи Индонезийской системы дуга—

желоб, относящейся, скорее, к Индийскому океану, а также к Соломоновой, Новогейбридской и Тонга-Кермадек системам. Данные о них принципиально не отличаются от рассматриваемых ниже.

Глубокие землетрясения присутствуют менее чем на 40 % общей длины систем дуг—желоб вокруг Тихого океана, что не согласуется с представлениями гипотезы тектоники плит, по одному из вариантов которой плиты погружаются за счет уплотнения их фронтальных частей, изменяющих минералогию на подошве верхней мантии.

Практически во всех случаях непосредственно над глубокими землетрясениями или на небольшом расстоянии по горизонтали фиксируются события меньшей глубинности, т. е. оправдывается один из пунктов прогноза. С

точки зрения гипотезы тектоники плит такое распределение гипоцентров необъяснимо: активность в районах максимального погружения плиты связана только с ее перемещением относительно окружающей мантии.

Тектоническая приуроченность большинства гипоцентров соответствует прогнозной (см. рис. 17). Исключением можно считать фрагменты поясов гипоцентров, которые располагаются большей своей частью в зонах океанизации, но, кроме того, пересекают островные дуги. В местах пересечения дуг (Японской, Соломоновой, Новозеландской) установлен характер процессов последних 10—20 млн лет, отличающий эти районы от других частей регионов. На о-ве Хонсю это окрестности Фосса Магны (Большого рва), считающегося местом намечившегося соединения Япономорской и Фи-

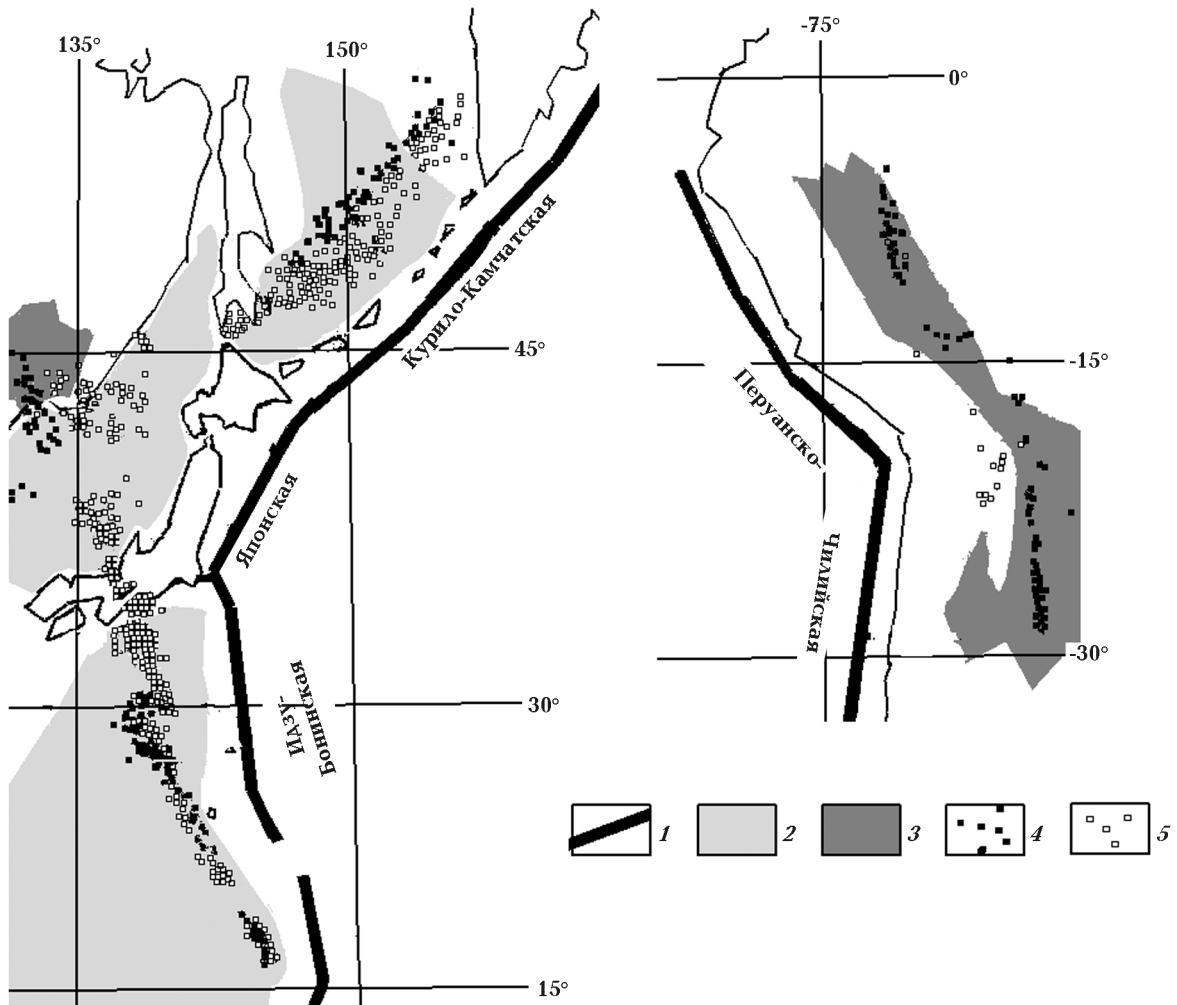


Рис. 17. Распределение гипоцентров глубоких землетрясений на периферии Тихого океана: 1 — глубоководные желоба, 2 — области молодой океанизации, 3 — области активизации древних платформ, начавшейся 10—20 млн лет назад, 4, 5 — гипоцентры с глубинами более 500 км (4), 300—500 км (5).

липпиноморской областей океанизации и отличающегося утоненной земной корой, интенсивным магматизмом, опусканием и накоплением молодых осадков. На Соломоновой дуге фокальная зона частично совпадает с молодым глубоким трогом о-ва Гуадалканал, накопившим в постмиоценовое время до 4,5 км осадков и вулканитов, на о-ве Северном (Новая Зеландия) — с трогом Таранаки (мощность осадочно-вулканогенного комплекса возрастом не более 20 млн лет — до 5 км) [Энциклопедия ..., 1980]. Такие опускания поверхности вполне сопоставимы с произошедшими синхронно в областях океанизации.

Если эти районы также отнести к охваченным незавершившимися процессами океанизации, то прогнозным регионам соответствует около 90 % гипоцентров. Приуроченность остальных неясна. Возможно, при наличии более детальной геологической информации их также удастся отнести к океанизируемым регионам, в которых глубинный процесс еще не нашел достаточно полного проявления в событиях в приповерхностной зоне, доступных для изучения.

Очевидно различие между двумя типами режимов. Оно наглядно проявляется при построении гистограмм распределений гипоцентров по глубине (рис. 18). Если под активизированными платформами Восточной Азии и Южной Америки землетрясения сосредоточены на глубине более 450—500 км, то в зонах океанизации они распределены в более широком диапазоне глубин.

Полученный результат примерно согласуется со сделанным выше прогнозом.

Зоны повышенного поглощения энергии сейсмических волн в коре и верхней мантии. Этот параметр может служить дополнительной

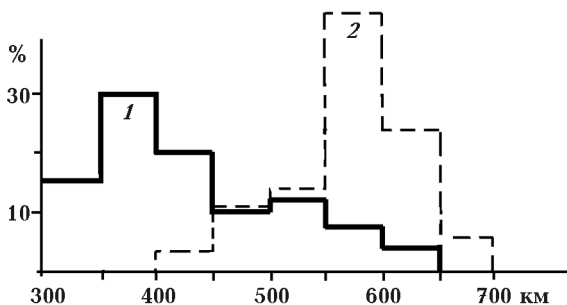


Рис. 18. Гистограммы распределений глубин гипоцентров землетрясений под зонами океанизации (1) и активизации (2) платформ.

характеристикой астеносферы. Для его изучения могут быть использованы два подхода.

В рамках первого были изучены, в частности, секторы направлений прихода волн близких землетрясений на сейсмостанции Карпато-Балканского региона, в пределах которых наблюдались значимые отклонения фактического азимута прихода от теоретического (азимутальные аномалии) [Нестеров, Григорьева, 1987]. По пересечению секторов девяти станций выделена территория, занимающая большую часть Паннонского массива, в пределах которой должен располагаться объект, вызывающий аномалии. По величинам периодов, на которых отмечены возмущения хода лучей, предполагается, что он находится в интервале глубин около 20—60 км. Закарпатский прогиб оказывается за пределами этой территории. В работе [Нестеров, Григорьева, 1987] высказывается предположение о возможности смещения северной границы аномального объекта на север, в направлении Восточно-Словацкого прогиба.

О принадлежности Закарпатского прогиба к аномальному объекту можно судить по данным сейсмостанций "Львов", "Ужгород" и "Косов". Ограниченное количество землетрясений, использованных в работе [Нестеров, Григорьева, 1987], привело к образованию во всех случаях секторов, где информация об аномальности азимутов прихода волн отсутствует. Для станций "Львов" и "Ужгород" это не имеет значения: в обоих случаях "аномальные секторы" охватывают прогиб или его части. "Аномальный сектор" станции "Косов" пересекается с ужгородскими и львовскими южнее Закарпатского прогиба, но его северное ограничение неизвестно, поэтому можно считать, что имеющиеся данные не противоречат включению прогиба в пределы области, искажающей ход лучей. Однако признание низов коры и верхов верхней мантии Закарпатского прогиба объектом с аномальным поглощением само по себе не позволяет оценить степень отличия поглощения в нем от имеющегося в менее прогретой среде в том же интервале глубин.

Второй подход основан на изучении сотрясаемости (формы изосейст глубинных землетрясений) и сопоставлении ее с тепловыми моделями тектоносферы региона. Приведенные выше тепловые модели позволяют установить, что во внутренней зоне альпийской Карпатской геосинклинали, охваченной СА, согласно АПГ, распространены районы, в которых глубинная астеносфера дополняется коровым

слоем частичного плавления, причем часто слой в средней коре сопровождается молодыми прерывистыми внедрениями в верхнюю кору. Логично предположить, что его ослабляющее влияние на сотрясаемость поверхности при землетрясениях будет значительней, чем мантийного. Кроме того, эти районы должны характеризоваться наиболее высоким ТП. В этом смысле типичной представляется разница между Закарпатским прогибом (и Паннонской впадиной) и Складчатыми Карпатами. Она заметна не только в Украинских Карпатах, но и за их пределами и контролируется кроме аномалий ТП еще и молодым магматизмом, включающим верхнекоровую составляющую. Здесь очаги явно ближе к поверхности, чем в Складчатых Карпатах. Такая ситуация характерна для части Паннонии и закарпатских прогибов Словакии, Украины и Румынии (Вигорлат-Гутинская и Келеман-Харгитская гряды). Последняя полоса (занимающая значительную часть Закарпатского прогиба) выделяется сравнительно узкой аномалией глубинного ТП [Гордиенко и др., 2011]. Ее влияние на ослабление сотрясаемости поверхности волнами глубоких землетрясений зоны Вранча, проходящими через неглубокий слой частичного плавления в нижней части коры и верхних горизонтах мантии, должно быть максимальным. Ведь здесь

вероятна большая степень плавления и пропитка флюидами, выделившимися при тепловой дегидратации, значительных интервалов глубин в коре.

Взаимное расположение обширной астеносферной области, упомянутой полосы и очагов землетрясений Вранча разных лет (размеры последних, естественно, нельзя считать пренебрежимо малыми по сравнению с первыми) может быть различным и не исключено, что поведение изосейст при некоторых событиях дает возможность обнаружить затухание, связанное именно с полосой. Представляется, что для этой цели подходит землетрясение 1940 г., глубина очага 150 км (рис. 19, а). Если при других землетрясениях (например, 1977 г., глубина очага 90 км) видна преимущественно деформация изосейст, вызванная поглощением энергии в области распространения астеносферы внутренней зоны Карпато-Динаридского региона в целом, то в 1940 г. расположение очага у южной оконечности магматической полосы приводит к яркому проявлению ее влияния на рисунок изосейст. На рис. 19, а видно, что сокращение интенсивности сотрясений поверхности за счет поглощения в этом объекте (к северо-западу от очага) происходит в несколько раз быстрее, чем при его отсутствии (к северо-востоку и юго-западу от очага).

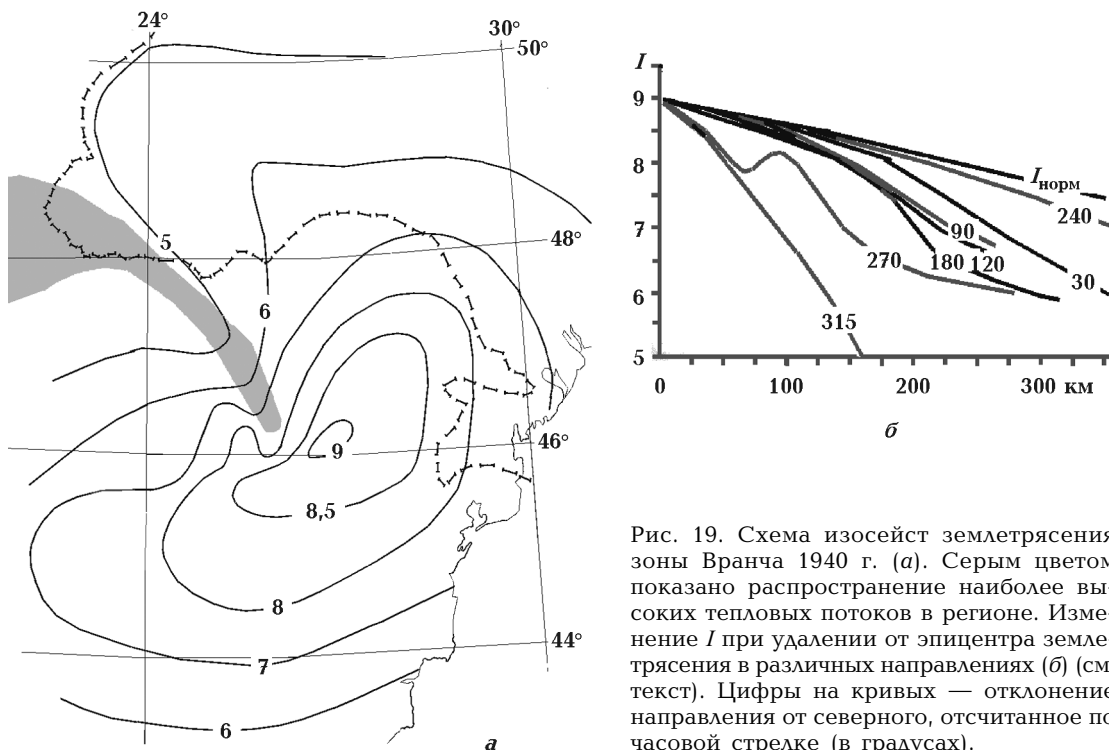


Рис. 19. Схема изосейст землетрясения зоны Вранча 1940 г. (а). Серым цветом показано распространение наиболее высоких тепловых потоков в регионе. Изменение I при удалении от эпицентра землетрясения в различных направлениях (б) (см. текст). Цифры на кривых — отклонение направления от северного, отсчитанное по часовой стрелке (в градусах).

Попробуем количественно характеризовать затухание, на которое указывает форма изосейст. Нормальное сокращение сотрясаемости с расстоянием определяется известным эмпирическим выражением [Сафронов, 2005 и др.]: $I = 1,5M - 3,5 \lg(x^2 + h^2)^{0,5} + 3$, где I — балльность, M — магнитуда, x — расстояние от эпицентра, км, h — глубина очага, км. Считая максимальную магнитуду над очагом ($x = 0$) равной 9, определим M как 9 (что близко к результату использования другого подхода [Сейсмичность ..., 1969]).

Рассчитаем изменение I с расстоянием. Для различных направлений от эпицентра (отсчет градусов по часовой стрелке от направления на север) определим фактические изменения I с расстоянием (рис. 19, б). Очевидно, что в направлении на юго-запад (240°) сотрясаемость изменяется практически в соответствии с расчетной. На рассмотренных расстояниях на пути волн здесь не встречаются участки с неглубокой астеносферой. Можно считать, что использованное выражение подходит для рассматриваемого региона и очага.

В направлении на северо-восток (30°) спад сотрясаемости согласуется с расчетным до пересечения Бельцкой зоны СА, в недрах которой комплексом геофизических методов диагностирована астеносферная линза. Она заметно увеличивает поглощение энергии (сокращение сотрясаемости с расстоянием). Похожий эффект создает Ренийская зона СА, расположенная строго на восток от эпицентра (90°). Близкая ситуация складывается в направлениях на

юг (около 180°) и юго-восток ($120-150^\circ$), где на сокращение I оказывают влияние астеносферы в недрах зон СА южной части Мезийской плиты, Балкан и Черного моря. Еще большее изменение сотрясаемости происходит (см. рис. 19, б) к северо-западу (примерно $270-290^\circ$) от эпицентра, в направлении астеносферной области Паннонии и в пределах магматической полосы, протягивающейся в Закарпатский прогиб (направление $300-315^\circ$). В целом влияние на затухание волн обоих последних объектов очень значительно, характеризующий его параметр Z ($Z = (x_{i=1} - x_i) / \lg((x_{i=1} + h)(x_i + h))^{0,5}$ [Сейсмичность ..., 1969]) превосходит рассчитанный для нормальных условий в 2—10 раз.

Имеет смысл рассмотреть и данные по карпатским и прикарпатским землетрясениям с меньшей глубиной очага и магнитудой с точки зрения возможности использования для них подобных оценок. Для землетрясения 1875 г. в Великих Мостах (Прикарпатье) [Сейсмичность ..., 1969] с глубиной очага около 20 км и магнитудой 5,2 изосейсты в юго-восточном направлении демонстрируют затухание, полностью согласующееся с расчетным. Именно это направление на значительном расстоянии свободно от влияния заметных астенолинз. Следовательно, представления о нормальном затухании энергии сейсмических волн применимы и к таким малоглубинным событиям. Проявления сотрясаемости (балльность) в пунктах вокруг Береговского землетрясения 1965 г. [Сейсмичность ..., 1969] с глубиной очага 5 км и магнитудой 3,7 приведены на рис. 20, а.

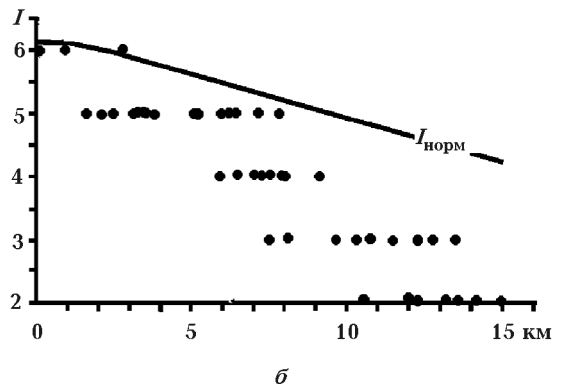
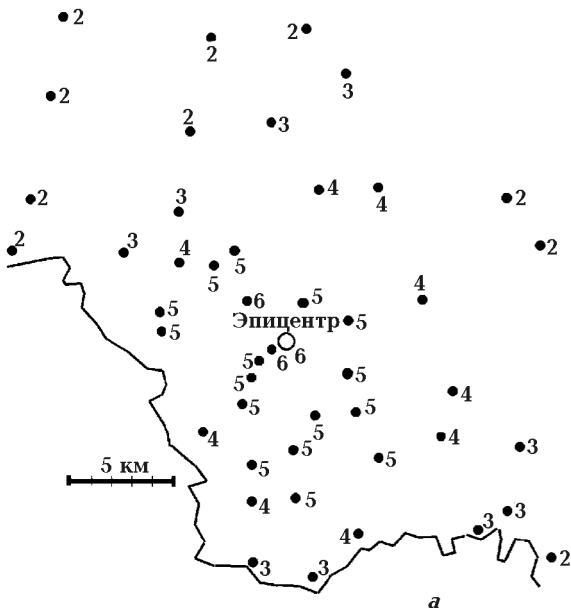


Рис. 20. Проявления (балльность) Береговского землетрясения 1969 г. (а). Изменение I при удалении от эпицентра Береговского землетрясения 1965 г. (б).

Сравнение с нормальным сокращением балльности с расстоянием (рис. 20, б) обнаруживает, что без аномального поглощения энергии сейсмические колебания проходят только на несколько километров (примерно до 5—6 км). Затем на удалении 12—15 км балльность сокращается вдвое по сравнению с расчетной. Очевидно, что поглощение энергии происходит в неглубоком коровом объекте. Вероятнее всего, в таком месте энергия сотрясений преобразуется в тепловую. Оценка показывает, что мощность подобного источника тепла ничтожна по сравнению с питающими реальный тепловой поток Земли даже в наиболее сейсмичных районах Карпат.

Заключение. Проведенный анализ условий среды, причин накопления напряжений и параметров землетрясений позволил следующее.

1. Оценить величины прочности, упругой

энергоёмкости, вязкости и времени релаксации напряжений пород коры и верхней мантии с учетом их состава, температуры и давления (глубины) для территории Украины.

2. Продемонстрировать соотношение свойств среды с энергетическим классом, сейсмическим моментом, размерами очага и снимаемыми напряжениями землетрясений. В результате обосновано предположение об очень быстром росте напряжений, ведущих к нарушению сплошности пород и смещению блоков.

3. С привлечением представлений АПГ рассмотрена природа землетрясений на разных глубинах, намечена максимальная глубина и типы эндогенных режимов, при которых возможны такие события.

4. Оценено влияние поглощения энергии сейсмических волн в зонах частичного плавления пород коры и верхней мантии зон СА.

Список литературы

- Аки К. Механизм землетрясений. Верхняя мантия. Москва: Мир, 1975. С. 199—213. [Aki K., 1975. The mechanism of earthquakes. The upper mantle. Moscow: Mir, 199—213 (in Russian)].
- Артюшков Е. В., Беэр М. А., Мернер Н. А. Потеря прочности литосферного слоя как причина образования складчатого сооружения Карпат. Докл. АН СССР. 1996. Т. 346. № 2. С. 239—244. [Artjushkov E. V., Bejer M. A., Merner N. A., 1996. Loss of strength of the lithospheric layer as a reason for the formation of the folded structures of the Carpathians. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 346(2), 239—244 (in Russian)].
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Киев: Наук. думка, 1983. 176 с. [Bur'janov V. B., Gordienko V. V., Kulik S. N., Logvinov I. M., 1983. Integrated geophysical study tectonosphere continents. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian)].
- Бухарев С. В. Интрузивные чарнокиты западной части Украинского щита. Геол. журн. 1987. № 3. С. 32—45. [Buharev S. V., 1987. Intrusive Charnockites western part of the Ukrainian shield. Geologicheskij zhurnal, (3), 32—45 (in Russian)].
- Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. В кн.: Енергетика Землі, її еколого-екологічні прояви, науково-практичне використання. Київ: КНУ, 2006. С. 129—137. [Verhovcev V., 2006. The newest vertical crustal movements in Ukraine, their relationship with linear and circular structures. In: Power of the Earth, its geological and ecological implications, scientific and practical use. Kiev: KNU, 129—137 (in Ukrainian)].
- Геотраверс "ГРАНИТ": методика и результаты исследования (Ред. С.Н. Кашубин). Екатеринбург: МПР России, 2002. 312 с. [Geotraverse "GRANITE": methodology and research results (Ed. C.N. Kashubin). Ekaterinburg, 312 p. (in Russian)].
- Геря Т. В. Р-Т тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук / МГУ. Москва, 1999. 282 с. [Gerja T. V., 1999. Dr. geol. and min. sci. diss. Moscow, 282 p. (in Russian)].
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. Москва: Наука, 1975. 536 с. [Gzovskij M. V., 1975. Basics Tectonophysics. Moscow: Nauka, 536 p. (in Russian)].
- Глико А. О., Соболев С. В. Фазовые превращения вещества и вертикальные движения при конвективном утонении континентальной литосферы. Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 2. С. 318—322. [Gliko A. O., Sobolev S. V., 1986. Phase transformations of matter and vertical motion for convective thinning of continental lithosphere. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 289(2), 318—322 (in Russian)].
- Голицын Г. С. Почему природные катастрофы редки. Экология и жизнь. 2010. № 6. С. 72—

77. [Golicyn G.S., 2010. Why natural disasters are rare. *Jekologija i zhizn'*, (6), 72—77 (in Russian)].
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. О природе среднеглубинной сейсмичности в переходных зонах Тихоокеанского типа. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2009. № 1. С. 38—45. [Gontovaja L.I., Gordienko V.V., Gordienko L.Ja., 2009. On the nature of midwater seismicity in the transition zones of the Pacific type. *Geologija i poleznye iskorpaemye Mirovogo okeana*, (1), 38—45 (in Russian)].
- Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: ИГФ НАНУ, 1998. 85 с. [Gordienko V.V., 1998. Deep processes in tectonosphere Earth. Kiev: IG NASU Publ., 85 p. (in Russian)].
- Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. Киев: Интелект, 1999. 101 с. [Gordienko V.V., 1999. Density models tectonosphere Ukraine. Kiev: Intelekt, 101 p. (in Russian)].
- Гордиенко В.В. Процессы в тектоносфере Земли (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с. [Gordienko V.V., 2012. Processes in the Earth tectonosphere (advection-polymorphic hypothesis). Saarbrücken: LAP, 256 p. (in Russian)].
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с. [Gordienko V.V., Gordienko I.V., Zavgorodnjaja O.V., Kovachikova S., Logvinov I.M., Tarasov V.N., Usenko O.V., 2005. Ukrainian shield (geophysics, deep processes). Kiev: Korvin press, 210 p. (in Russian)].
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2011. 128 с. [Gordienko V.V., Gordienko I.V., Zavgorodnjaja O.V., Kovachikova S., Logvinov I.M., Tarasov V.N., Usenko O.V., 2011. Ukrainian Carpathians (geophysics, deep processes). Kiev: Logos, 128 p. (in Russian)].
- Калинин В.А., Томашевская И.С., Морозов В.Н. Возможная роль полиморфных переходов как инициатора землетрясений. В кн.: *Современное состояние сейсмологических исследований в Европе*. Москва: Наука, 1988. С. 247—251. [Kalinin V.A., Tomashevskaja I.S., Morozov V.N., 1988. Possible role of polymorphic transitions as the initiator of earthquakes. In: *Current state of seismological research in Europe*. Moscow: Nauka, 247—251 (in Russian)].
- Королюк В.Н., Лепегин Г.Г., Корсаков А.В. Оценка термической истории метаморфических пород по обменно-диффузионной зональности в минералах. *Геология и геофизика*. 2004. № 4. С. 501—512. [Koroljuk V.N., Lepegin G.G., Korsakov A.V., 2004. Evaluation of the thermal history of metamorphic rocks by the exchange-diffusion zoning in minerals. *Geologija i geofizika*, (4), 501—512 (in Russian)].
- Крылов С.В., Дучков А.Д. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры. *Геология и геофизика*. 1996. № 9. С. 56—65. [Krylov S.V., Duchkov A.D., 1996. Depth of stress-strain zoning crust. *Geologija i geofizika*, (9), 56—65 (in Russian)].
- Кусков О.Л. Топология фазовых диаграмм минеральных систем и глубокофокусные землетрясения. *Геохимия*. 1987. № 8. С. 1093—1107. [Kuskov O.L., 1987. The topology of the phase diagrams of mineral systems and deep-focus earthquakes. *Geohimija*, (8), 1093—1107 (in Russian)].
- Надежка Л.И., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Семенов А.Е., Ипполитов О.М., Пивоваров С.П., Сафронич И.Н. Некоторые глубинные неоднородности литосферы и современная сейсмичность Воронежского кристаллического массива: *Материалы XIV конф. "Связь поверхностных структур коры с глубинными"*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 70—73. [Nadezhka L.I., Genshaft Ju.S., Saltykovskij A.Ja., Semenov A.E., Ippolitov O.M., Pivovarov S.P., Safronich I.N., 2008. Some underlying heterogeneity of the lithosphere and modern seismicity Voronezh crystalline massif: *Proceeding of the XIV conf. "Contact surface with deep crustal structures"*. Petrozavodsk: Karelian Centr RAS Publ., 70—73 (in Russian)].
- Нестеров А.Н., Григорьева О.А. Эффекты азимутальных аномалий поверхностных волн Лява в Карпато-Балканском регионе. *Физика Земли*. 1987. № 6. С. 57—65. [Nesterov A.N., Grigor'eva O.A., 1987. Effects of surface azimuthal anomalies of Love waves in the Carpathian-Balkan region. *Fizika Zemli*, (6), 57—65 (in Russian)].
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Москва: Мир, 1967. 540 с. [Obujen Zh., 1967. Geosyncline. Moscow: Mir, 540 p. (in Russian)].
- Перчук А.Л., Геря Т.В. Динамические аспекты высокобарного метаморфизма: *Материалы ISES-2005*. Москва: МГУ, 2005. С. 1—14. [Perchuk A.L., Gerja T.V., 2005. High-pressure metamorphism of the dynamic aspects: *Proceeding of the ISES-2005*. Moscow: MSU, 1—14 (in Russian)].
- Перчук Л.Л. Геотермометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верх-

- ней мантии Земли. *Соросов. образоват. журн.* 1997. № 7. С. 64—72. [Perchuk L. L., 1997. Geothermobarometry and displacement of crystalline rocks in the crust and upper mantle. *Sorosovskij obrazovatel'nyj zhurnal*, (7), 64—72 (in Russian)].
- Петрофизика* (Ред. Н. Б. Дортман). Москва: Недра, 1992. Т. 1. 392 с. [Petrophysics, 1992. (Ed. N. B. Dortman). Moscow: Nedra, V. 1, 392 p. (in Russian)].
- Рихтер Ч.* Элементарная сейсмология. Москва: Изд-во "Иностр. лит-ры". 1963. 671 с. [Rihter Ch., 1963. Elementary Seismology. Moscow: Inostrlit, 671 p. (in Russian)].
- Савко А. Д., Надежка Л. И., Шевырев Л. Т.* Новые данные о флюидной и сейсмической активности Воронежской антеклизы. В кн.: *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы*. Москва: ГЕОС, 2008. С. 439—441. [Savko A. D., Nadezhka L. I., Shevyrev L. T., 2008. New data on the fluid and seismic activity Voronezh anticline. In: *Degassing of the Earth: Geodynamics, geofluids, oil, gas and their paragenesis*. Moscow: GEOS, 439—441 (in Russian)].
- Сафронов О. Н.* Сейсмические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины: Дис. ... канд. геол. наук / ИГФ НАНУ. Симферополь, 2005. 135 с. [Safronov O. N., 2005. Seismic conditions and seismic hazard of the platform part of Ukraine. Dr. geol. sci. diss. Simferopol, 135 p. (in Russian)].
- Сейсмичность Украины* (Ред. О. И. Юркевич). Киев: Наук. думка, 1969. 120 с. [Seismicity Ukraine (Ed. O. I. Jurkevich). Kiev: Naukova Dumka, 120 p. (in Russian)].
- Сейсморазведка*. Справочник геофизика (Ред. И. И. Гурвич, В. П. Номоконова). Москва: Недра, 1981. 464 с. [Seismic. Directory geophysics (Eds I. I. Gurvich, V. P. Nomokonova). Moscow: Nedra, 464 p. (in Russian)].
- Славина Л. Б., Пивоварова Н. Б., Сенюков С. Л.* Скоростное строение коры и верхней мантии в районе северной группы вулканов Камчатки. *Геофизические процессы и биосфера*. 2011. № 3. С. 38—50. [Slavina L. B., Pivovarova N. B., Senjukov S. L., 2011. Velocity structure of the crust and upper mantle in the vicinity of the northern group of volcanoes in Kamchatka. *Geofizicheskie processy i biosfera*, (3), 38—50 (in Russian)].
- Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с. [Sollogub V. B., 1986. Lithosphere of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian)].
- Справочник физических констант горных пород* (Ред. С. Кларк). Москва: Мир, 1969. 544 с. [Handbook of Physical Constants rocks (Ed. S. Klark). Moscow: Mir, 544 p. (in Russian)].
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии* (Под ред. К. Ф. Сергеева, В. В. Гордиенко, М. Л. Красного). Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с. [Tectonosphere Asia Pacific margin (Eds K. F. Sergeev, V. V. Gordienko, M. L. Krasnoj), 1992. Vladivostok: FEB RAS Publ., 238 p. (in Russian)].
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Москва: Мир, 1985. 730 с. [Terkot D., Shubert Dzh., 1985. Geodynamics. Moscow: Mir, 730 p. (in Russian)].
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика)*. Справочник геофизика (Под ред. Н. Б. Дортман). Москва: Недра, 1984. 456 с. [Physical properties of rocks and minerals (petrophysics). Directory geophysics (Ed N. B. Dortman), 1984. Moscow: Nedra, 456 p. (in Russian)].
- Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие* (Ред. Р. Фейрбридж). Ленинград: Недра, 1980. 512 с. [Encyclopedia of world regional geology. Western Hemisphere (Ed R. Fejrbridzh), 1980. Leningrad: Nedra, 512 p. (in Russian)].
- Яновская Т. Б.* Основы сейсмологии. Санкт-Петербург: ВВМ, 2006. 288 с. [Janovskaja T. B., 2006. Fundamentals of seismology. St. Petersburg: VVM, 288 p. (in Russian)].
- Burnley P.*, 1989. "Anticraks" in mantle create deep earthquakes. *New Science*, 1689, P. 33
- Heidbach O., Ledermann P., Kurfe D., Peters G., Buchmann T., Matenco L., Negut M., Sperner B., Muller B., Nuckelt A., Schmitt G.*, 2007. Attached or not attached: slab dynamics beneath Vrancea, Romania: *Proceedings of International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and Risk Mitigation*. Bucharest, P. 3—20.
- Clark M., Camichael D., Hodson C.*, 1988. Metacomatic processes and T-XCO₂ condition of wall-rock alteration Victory gold mine, Kambalda, Australia. *Bicentennial Gold 88 Geol. Soc. Aus.*, Abstr. 22, 230—234.
- Dirks P.*, 1995. Crustal convection: evidence from granulite terrains. Extended Abstracts. *The Geol. Soc. South. Africa*, 2, 673—676.
- Kanamori H.*, 1977. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82, 2876—2881.