

Прогнозирование возможных сейсмогенных зон в Днепровско-Донецком палеорифте

© А. А. Трипольский, Л. Т. Калюжная, Е. А. Трипольская, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 5 ноября 2010 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

У результаті аналізу даних комплексних геолого-геофізичних досліджень на території Дніпровсько-Донецького палеорифту (ДДП) уздовж профілів ГСЗ, які перетинають цю структуру поперек простягання, виділено чотири можливі сейсмогенні зони. За попередніми даними, найбільш сейсмічною є зона зчленування ДДП з Українським щитом та Воронезьким кристалічним масивом, центральна частина палеорифту (профіль ГСЗ Пирятин — Талалаївка) та зона зчленування ДДП зі Складчастим Донбасом.

As a result of complex geologic-geophysical investigations data analysis in the territory of the Dnieper-Donets paleorift (DDP) along DSS-profiles stretched across this structure, four possible seismogenic zones were distinguished. By preliminary data the junction region of DDP with the Ukrainian Shield and the Voronezh massif, the central part of paleorift (DSS-profile Piryatin — Talalaevka) and the junction region of DDP with folded Donbass are the most seismically active.

Много лет назад геофизики и, в частности, сейсмологи всего мира пришли к выводу о необходимости детального изучения особенностей сейсмичности таких слабосейсмичных структур как докембрийские щиты и платформы. Это важно для выяснения степени сейсмической опасности и прогнозирования возможных сейсмогенных зон. На территории Украины первые шаги в этом направлении осуществлены в работах [Борисенко и др., 1992; Харитонов и др., 1996; Сафронов, 2005; Кутас и др., 2006; Пустовитенко и др., 2006; Трипольский и др., 2009].

В настоящей статье представлены результаты исследований, направленных на прогнозирование возможных сейсмогенных зон в пределах Днепровско-Донецкого палеорифта (ДДП). На основании анализа региональных геофизических исследований методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и других геолого-геофизических исследований приведено несколько примеров выделения возможных сейсмогенных зон.

В настоящее время установлено, что повышенный уровень сейсмичности пространст-

венно приурочен, как правило, к геолого-геофизическим неоднородностям земной коры и верхней мантии [Щукин, 1971; 1983; 2000]. При вращении Земли вокруг своей оси эти неоднородности являются источником дополнительных напряжений, периодическая разрядка которых порождает как повышенный уровень сейсмичности, так и интенсивные землетрясения.

В этой связи наличие геолого-геофизических неоднородностей рассматривается многими исследователями как критерии для выделения возможных сейсмогенных зон [Камбаров, Финкельштейн, 1983; Краснопевцева и др., 1995; Кутас и др., 2007; Трипольский и др., 2009; Bonjer et al., 1984; Slunga et al., 1984; Gregersen et al., 1991; Eaton et al., 2006].

К таким критериям отнесены: 1) наличие густой сети глубинных разломов и узлов их пересечения; 2) резкое изменение толщины земной коры на 5—10 км и более вблизи разломов; 3) большие градиенты глубин залегания основных сейсмических границ в земной коре и верхней мантии; 4) наличие блоков с тонкой земной корой; 5) скоростные неоднородности; 6) значительное повышение величи-

ны теплового потока относительно средних его значений.

Рассмотрим, каким образом перечисленные критерии могут быть применены для выделения возможных сейсмогенных зон в условиях ДДП.

В геологическом отношении ДДП представляет собой крупную структуру северо-западного — юго-восточного простирания, расположенную между Украинским щитом на юго-западе и Воронежским кристаллическим массивом на северо-востоке. В пределах палеорифта докембрийский фундамент залегает на глубине от 5 км в северо-западной его части до 20 км и более в юго-восточной, причем погружение происходит как непрерывно, вдоль

простираия ДДП, так и по глубинным разломам, отделяющим палеорифт от смежных геоструктур. Вертикальная амплитуда смещений по глубинным разломам на северо-восточном борту палеорифта в 1,5—2 раза больше, чем на юго-западном [Глубинное ..., 1987; Чекунов, Калюжная, 1990; Чекунов и др., 1991; Трипольский, Калюжная, 2003; Трипольский и др., 2008; Гордиенко и др., 2006; Chekunov et al., 1993].

Палеорифт пересечен вкрест и по простиранию серией региональных геофизических профилей, обработанных методом ГСЗ.

В результате анализа полученных материалов составлен ряд сейсмических разрезов земной коры вдоль профилей ГСЗ (рис. 1).

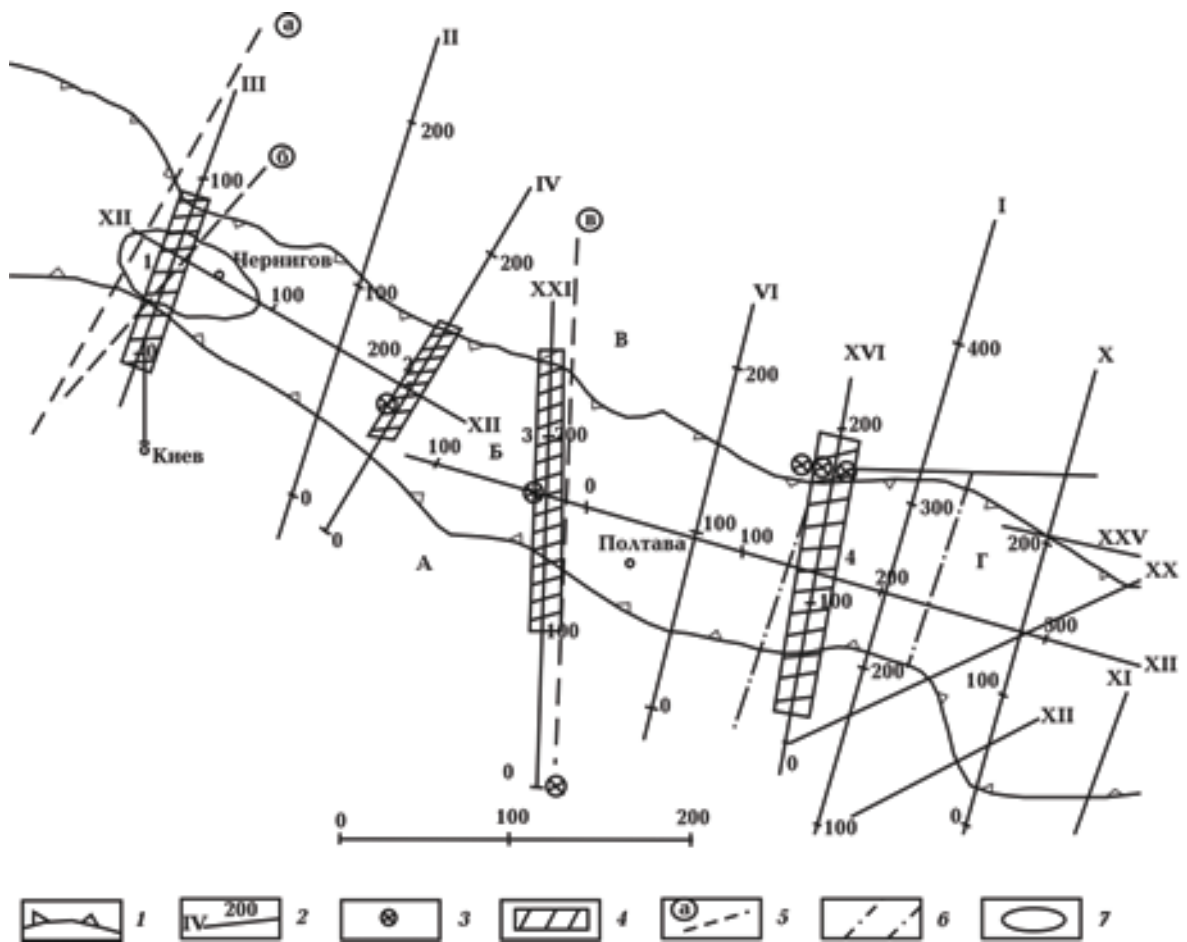


Рис. 1. Расположение профилей ГСЗ: 1 — контуры Днепровско-Донецкого палеорифта (ДДП) и Донбасса; 2 — профиль ГСЗ; 3 — эпицентр землетрясения; 4 — возможная сейсмогенная зона; 5 — глубинные разломы (буквы в кружках: а — Лоевский, б — Тетеревский, в — Криворожско-Кременчугский); 6 — зона сочленения ДДП и Складчатого Донбасса; 7 — контур Черниговского максимума силы тяжести; *тектоническое районирование*: А — Украинский щит, Б — Днепровско-Донецкий палеорифт, В — Воронежский кристаллический массив, Г — Складчатый Донбасс. Утолщенные линии обозначены профили ГСЗ, вдоль которых выделены возможные сейсмогенные зоны.

Анализ разрезов показывает, что для выделения возможных сейсмогенных зон могут быть использованы почти все указанные критерии. Причем предпочтение будет отдано участкам, где одновременно фиксируется несколько критериев либо отмечается очень большой контраст характеристик среды по отношению к окружающим породам. При этом немало важное значение имеют характер и глубина залегания основных сейсмических границ (докембрийский фундамент, поверхность раздела Мохоровичича — раздел М), а также протофундамент K_2 , границы Конрада (K_3). Аналитически исследованы также разрывные нарушения, флексурные перегибы как самих границ, так и изолиний скоростей.

Принимая во внимание критерии выделения сейсмогенных зон и используя метод аналогий, рассмотрим сейсмические данные по некоторым разрезам вдоль профилей ГСЗ с привлечением результатов других геолого-геофизических исследований.

В северо-западной части ДДП, в районе профиля Киев — Гомель (III) [Чирвинская, Соллогуб, 1980; Соллогуб и др., 1985] (рис. 2), фиксируются следующие геолого-геофизические особенности строения земной коры.

1. Близкое расположение к линии профиля Лоевского и Тетеревского разломов.

2. Центральная часть профиля пересекает наиболее интенсивный в пределах ДДП Черниговский гравитационный максимум, природа которого в настоящее время не находит однозначного объяснения.

3. Вдоль линии профиля в центральной части палеорифта наблюдается четкий антиклинальный перегиб раздела М. Здесь же поверхность докембрийского фундамента испытывает наибольшее погружение. Раздел М осложнен разрывными нарушениями амплитудой до 3—4 км, которые прослеживаются во всех вышележащих внутрикоровых сейсмических границах, включая докембрийский фундамент, и хорошо коррелируются с приповерхностными геологическими данными.

4. Внутрикоровые границы характеризуются повышенными значениями граничных скоростей — $6,0 \div 6,2$ и $6,8 \div 7,0$ км/с в интервалах глубин соответственно 1—6 и 16—20 км [Калюжная, Рябчун, 1985].

Сопоставление перечисленных геолого-геофизических особенностей строения земной коры с критериями выделения возможных сейсмогенных зон показывает, что здесь наблюдается несколько таких критериев. Это дает

нам основания полагать, что в центральной части профиля Киев — Гомель (ПК 0—100) может быть выделена сейсмогенная зона 1 (см. рис. 1).

Следующим районом, заслуживающим особого внимания, является участок палеорифта, в пределах которого расположен профиль Пирятин — Талалаевка (IV) [Ильченко, 1997] (рис. 3). На разрезе по профилю выделена очень контрастная скоростная неоднородность. Ее размеры составляют 40 км по горизонтали и 25—30 км по глубине. Поражает абсолютная величина положительного перепада сейсмических скоростей по отношению к сопредельной структуре Украинского щита. Например, на глубине 13 км $\Delta V = +0,44$ км/с, 17 км — $\Delta V = +0,72$ км/с, 22 км — $\Delta V = +0,73$ км/с и на глубине 35 км $\Delta V = +0,63$ км/с.

Вдоль разреза положительные перепады скоростей по отношению к прилегающим участкам еще контрастнее — $\Delta V = +0,80$ км/с. Следует подчеркнуть, что в пределах этой скоростной неоднородности земная кора характеризуется уменьшенной мощностью (35 км) по сравнению со смежными участками разреза (48—49 км).

Таким образом, вдоль профиля Пирятин — Талалаевка отмечены следующие геолого-геофизические особенности строения земной коры, которые являются критериями для выделения возможных сейсмогенных зон:

- резкое изменение толщины земной коры на 10—13 км;
- наличие блока с тонкой земной корой;
- контрастность скоростных неоднородностей.

Все это дает нам основания для выделения возможной сейсмогенной зоны 2 (рис. 3). Следует особенно отметить, что вблизи юго-западного окончания скоростной неоднородности в 1905 г. на удалении около 10 км от линии профиля зарегистрировано землетрясение магнитудой 5—6 баллов [Пинчук и др., 1993]. На наш взгляд, это событие существенно повышает степень обоснованности выделения здесь возможной сейсмогенной зоны.

Разрез по профилю ГСЗ Решетилровка — Синевка (XXIII) [Калюжная, 1978] также имеет черты, характерные для критериев, согласно которым выделяются возможные сейсмогенные зоны (рис. 4).

Профиль расположен в зоне Криворожско-Кременчугского глубинного разлома, почти совпадает с ним по простиранию, что накладывает отпечаток на особенности залегания ос-

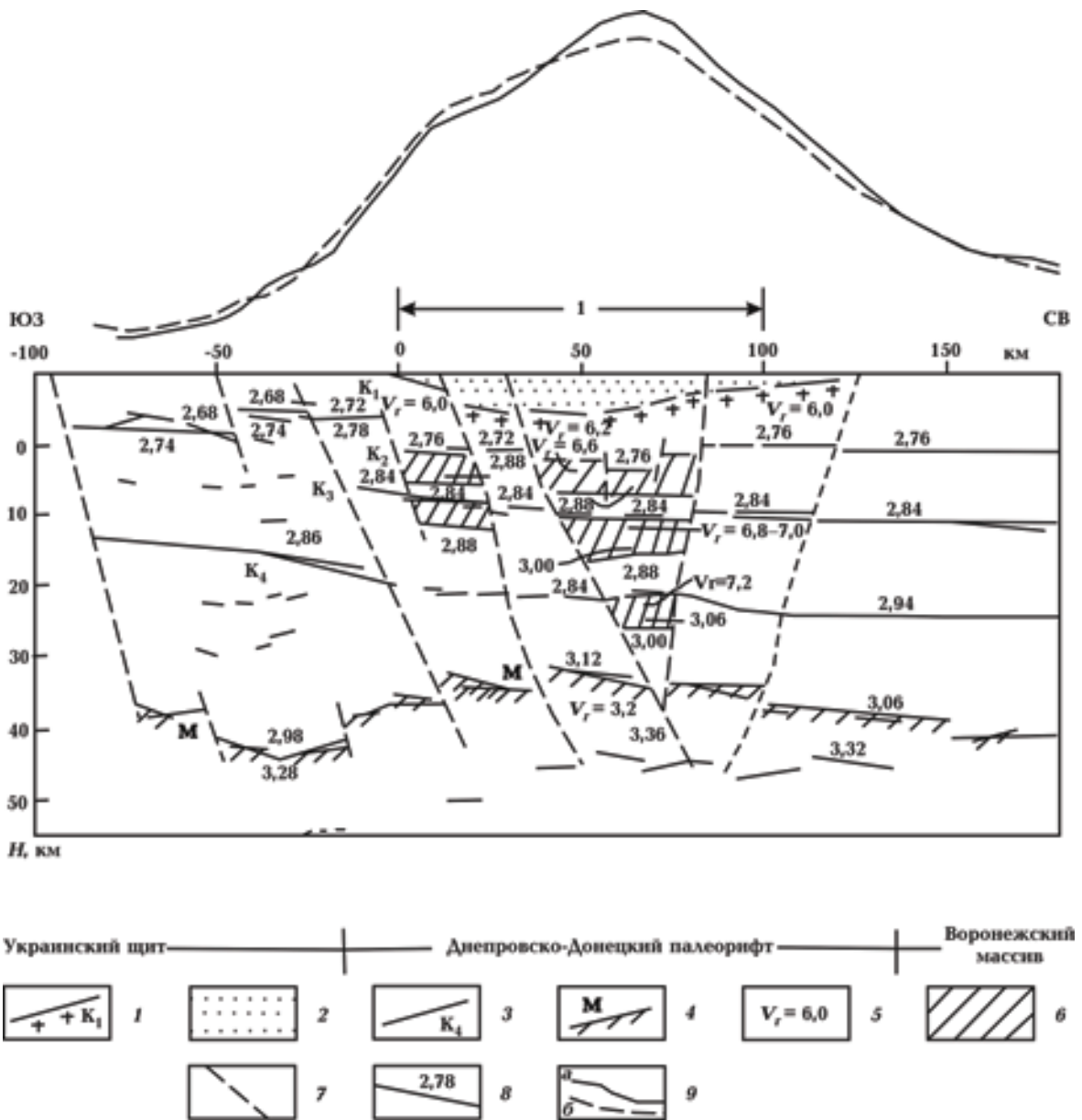


Рис. 2. Сейсмоплотностная модель земной коры вдоль профиля III Киев — Гомель: 1 — поверхность докембрийского фундамента; 2 — осадочный чехол; 3 — границы раздела в консолидированной земной коре; 4 — подошва земной коры — раздел М; 5 — значения граничных скоростей, км/с; 6 — предполагаемые интрузивные образования, связанные с разломами; 7 — разломы по данным ГСЗ; 8 — плотностные границы и значения плотностей ρ , г/см³; 9 — кривые силы тяжести (a — разностная кривая (учтен эффект осадков), b — модельная кривая); 1 — предполагаемая сейсмогенная зона (ПК 1—100).

новых сейсмических границ и на строение земной коры в целом. Это выражается в контрастности рельефа сейсмических границ, значительных изменениях мощности консолидированной коры, рассеченной многочисленными разломами, а также в изменениях скоростей распространения сейсмических волн [Ильченко, Калюжная, 1999]. Так, в районе ПК 100 и 160 наблюдается резкое изменение глубины

залегания раздела М амплитудой 12,5 и 10 км соответственно. В центральной части разреза раздел М залегает на глубине 33—35 км и осложнен разрывными нарушениями амплитудой 3—6 км. На этом же участке поверхность докембрийского фундамента (горизонт K_1) нарушена малоамплитудными разломами. Далее к северо-востоку фундамент ступенчато воздымается до глубины около 2 км.

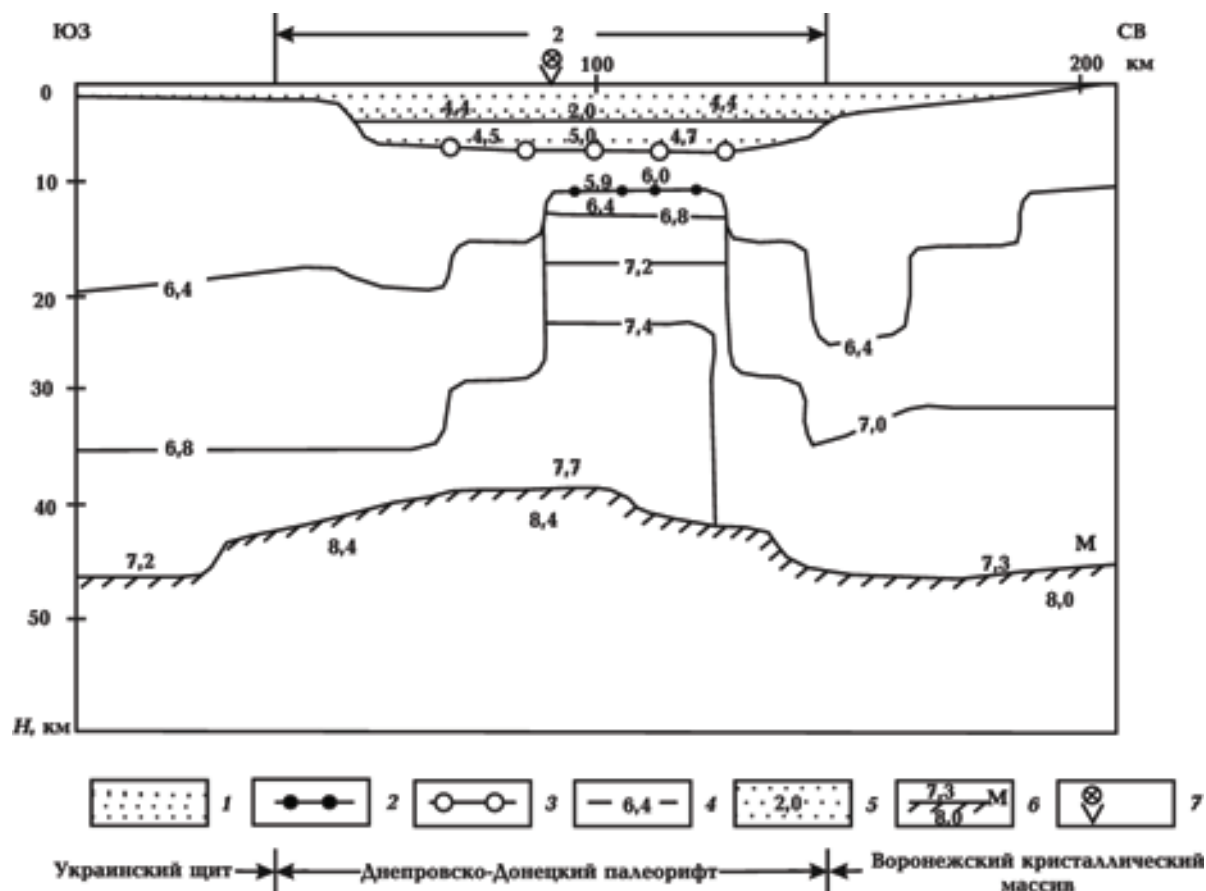


Рис. 3. Сейсмический разрез земной коры по профилю IV Пирятин — Талалаевка: 1 — осадочный чехол; 2 — архейско-раннепротерозойский фундамент; 3 — позднепротерозойский фундамент; 4 — изолинии скорости, км/с; 5 — скорости в осадочном чехле, км/с; 6 — раздел М; 7 — эпицентр землетрясения 1905 г.; 7,2; 7,3; 7,7 — скорости в низах земной коры, км/с; 8,0; 8,4 — граничные скорости, км/с; 2 — предполагаемая сейсмогенная зона.

Кроме того, поверхность раздела М характеризуется следующими особенностями. В районе ПК 160 регистрируются крупные разрывные нарушения амплитудой 10 км. Северо-восточнее раздел М на участке ПК 160—230 сложен серией многочисленных непротяженных отражающих площадок, залегающих в интервале глубин 33—40 км. Часть из них, примыкающая к нарушению, залегает с наклоном на северо-восток на глубинах 35—39 км, часть — почти горизонтально на глубинах 33—39 км. Вся серия в совокупности слагает переходную зону кора—мантия.

Юго-западнее нарушения на ПК 160 раздел М залегает на глубинах 45—50 км и, в отличие от рассмотренной выше серии, представлен преимущественно протяженными отражающими площадками.

В интервале ПК 164—270 в толще кристаллической земной коры прослежены гори-

зонты К₃ и К₄, которые состоят из преимущественно разрозненных отражающих площадок, залегающих на глубинах 15—19 и 23—29 км соответственно.

Согласно анализу разреза по профилю Решетиловка — Синевка, для выделения сейсмогенной зоны 3 (рис. 4) могут быть применены следующие критерии: 1) резкое изменение толщины земной коры на 5—10 км и больше вблизи разломов; 2) большие градиенты глубин залегания основных сейсмических границ; 3) наличие блоков с тонкой корой.

Значительно повышает вероятность выделения здесь сейсмогенной зоны, установленное нами ранее, почти полное пространственное совпадение линии профиля с Криворожско-Кременчугским глубинным разломом. Следует отметить, что вблизи указанного разлома 25 декабря 2007 г. зарегистрировано землетрясение с магнитудой, равной 3,7 [Кутас

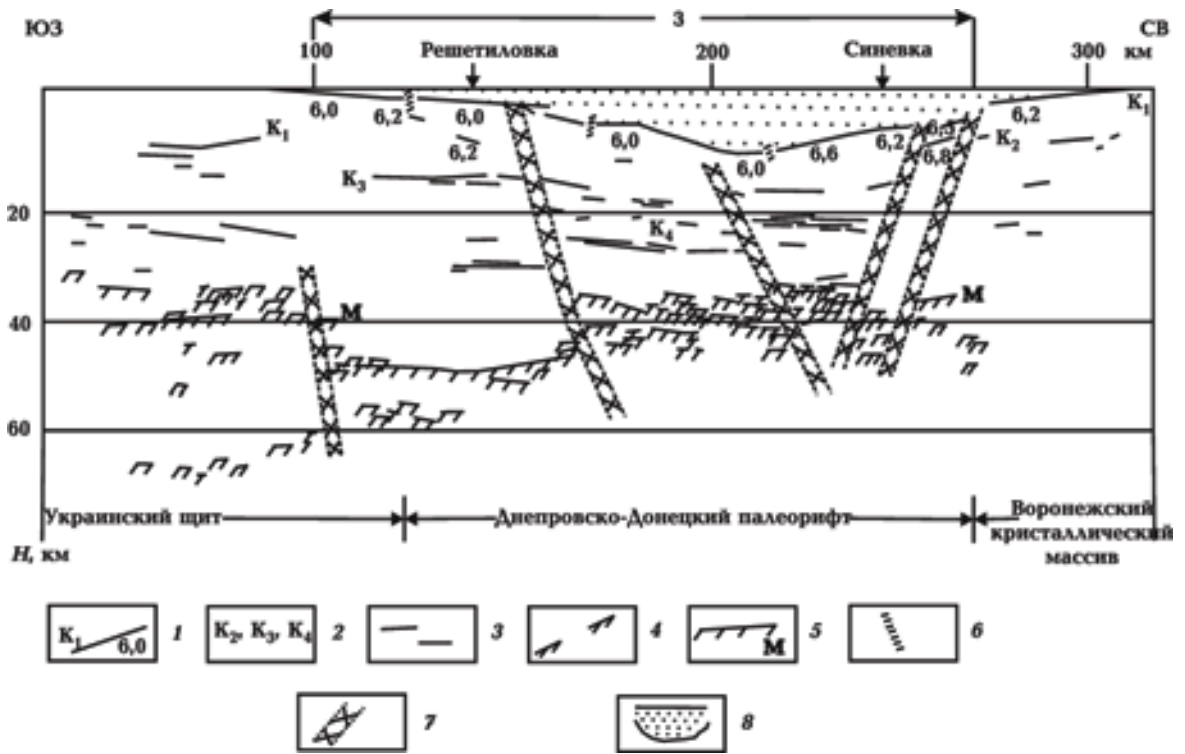


Рис. 4. Сейсмический разрез земной коры по профилю XXIII Решетилловка — Синевка: 1 — поверхность докембрийского фундамента, значения граничных скоростей, км/с; 2 — отражающие горизонты в толще кристаллической земной коры; 3 — отражающие площадки в земной коре; 4 — то же в верхней мантии; 5 — раздел М; 6 — тектонические нарушения по данным КМПВ; 7 — глубинные разломы по данным ГСЗ; 8 — осадочный чехол; 3 — предполагаемая сейсмогенная зона.

и др., 2009; Пустовитенко и др., 2010]. Указанное событие, по-видимому, повышает возможность регистрации в будущем землетрясений вдоль линии разлома.

И наконец, глубинный разрез по профилю Синельниково — Чугуев (XVI) [Соллогуб, 1986; Калюжная и др., 2007] (рис. 5). Профиль пересекает палеорифт в области его сочленения со Складчатым Донбассом. Это сложный узел пересекающихся древних глубинных разломов продольного и поперечного направлений по отношению к простиранию палеорифта.

Поверхность кристаллического фундамента характеризуется сложной конфигурацией при глубине залегания от 0,4—1,5 км в пределах бортовых частей палеорифта до 15—18,5 км в его центральной части, образуя здесь пологий синклинальный прогиб. В юго-западной части разреза погружение фундамента происходит в результате изменения углов наклона его поверхности в местах малоамплитудных разрывных нарушений. В пределах северо-восточного борта поверхность фундамен-

та осложнена серией разрывных нарушений типа сбросов, обуславливающих ее наклонное и ступенеобразное залегание.

Разрывное нарушение в районе ПК 160 уверенно трассируется по более глубоким границам земной коры.

Следует подчеркнуть, что внутренняя структура земной коры на юго-западном участке разреза (ПК 45—115) имеет характерные особенности. Наряду с резким погружением поверхности фундамента здесь прослеживаются несколько наклонных как бы примыкающих к ней горизонтов. Последние могут представлять собой границы в земной коре, которые каким-то образом срезаны поверхностью фундамента.

Раздел М представляет собой сложную, неоднородную по своему строению переходную зону значительной мощности.

В центральной части разреза переходная зона кора—мантия характеризуется двумя уверенными границами M_1 и M_2 , залегающими в интервале глубин 33—38 и 45—46 км соот-

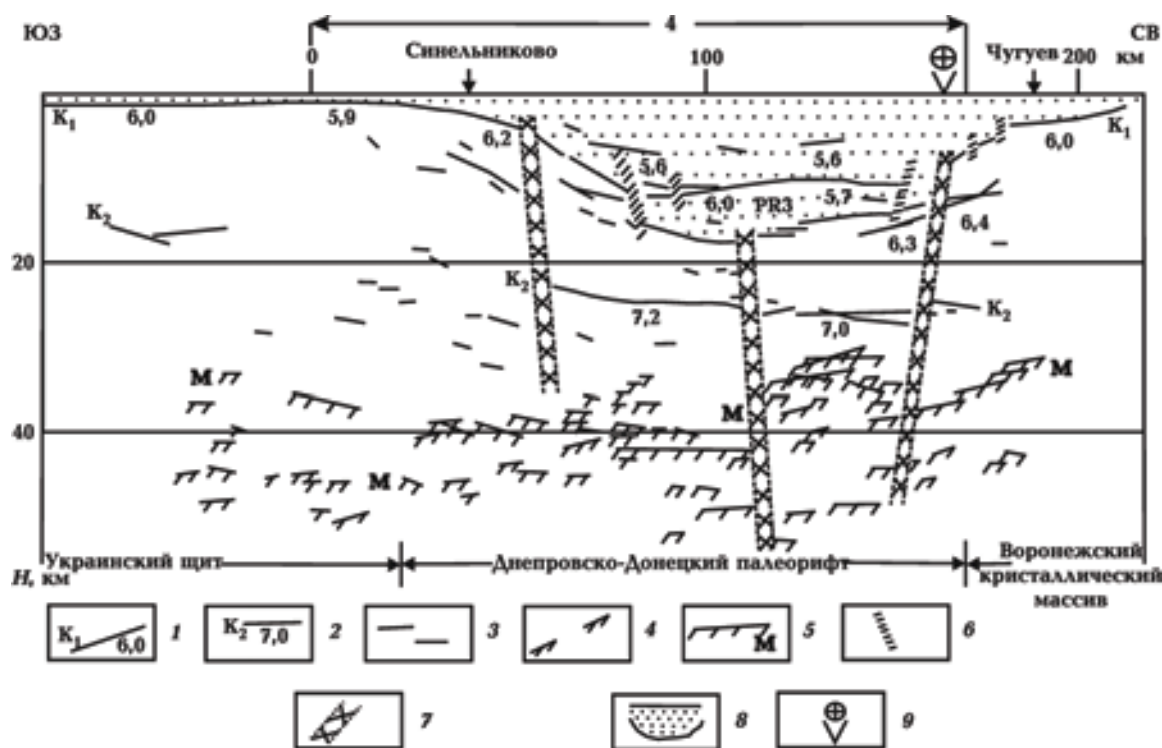


Рис. 5. Сейсмический разрез земной коры по профилю XVI Синельниково — Чугуев: 9 — эпицентр трех землетрясений в период 1815—1913 гг.; 4 — предполагаемая сейсмогенная зона. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

ветственно. Участок разреза ПК 115—160, расположенный между двумя региональными разломами амплитудой 12 и 7 км соответственно, характеризуются минимальной мощностью земной коры и в то же время максимальной мощностью переходной зоны кора—мантия.

К северо-восточной части разреза приурочены три землетрясения, зарегистрированные в период 1815—1913 гг. [Никонов и др., 2001]. Рассмотрим их подробнее.

В 25 км к северо-западу от ПК 172 располагаются эпицентры трех землетрясений, характеризующихся следующими данными (M — магнитуда землетрясения; H — глубина залегания гипоцентра): 1) 1815 г.; $M = 2,7 \pm 0,5$; $H = 5,0$ км; 2) 1858 г.; $M = 2,7 \pm 0,5$; $H = 5,0$ км; 3) 1913 г.; $M = 1,6 \pm 0,5$; $H = 5,0$ км.

Сопоставление с разрезом по профилю Синельниково — Чугуев показывает, что гипоцентры всех трех землетрясений пространственно приурочены к одному из разрывных нарушений по поверхности кристаллического фундамента, причем вблизи нарушения резко изменяется угол наклона этой поверхности.

Согласно анализу совокупности геолого-геофизических неоднородностей, прослеженных на разрезе по профилю Синельниково — Чугуев, для выделения возможной сейсмогенной зоны установлены критерии, причем некоторые из них пространственно совпадают. Перечислим их, привязав к конкретной геологической ситуации.

1. Наличие густой сети глубинных разломов и узлов их пересечения. Ранее отмечено, что рассматриваемый профиль пересекает палеорифт в области его сочленения со Складчатым Донбассом.
2. Резкое изменение толщины земной коры вблизи разломов на 5—10 км и более, а также наличие блоков с тонкой корой. Этим критериям соответствует участок разреза ПК 115—160, расположенный между двумя региональными разломами амплитудой 12 и 7 км соответственно, характеризующимися утоненной земной корой (33—38 км).
3. Большие градиенты глубин залегания основных сейсмических границ. В северо-восточной части профиля (ПК 150—170) прослеживается одновременное погружение к

юго-западу поверхности кристаллического фундамента (амплитуда 7 км) и поверхности раздела М (амплитуда 7 км). В этом районе зарегистрированы три землетрясения, эпицентры которых проектируются на ПК 172. Следовательно, данный участок разреза не является полностью асейсмичным, что повышает вероятность выделения здесь возможной сейсмогенной зоны.

Все это, вместе взятое, дает нам основание для выделения возможной сейсмогенной зоны 4 вдоль разреза по профилю Синельниково — Чугуев на участке ПК 25—200.

Прогнозируемые сейсмогенные зоны показаны на рис. 1.

Интенсивность предполагаемой сейсмичности зависит, по-видимому, от степени контрастности геолого-геофизических характеристик, зафиксированных в пределах выделенных зон.

Исходя из этих соображений, наиболее активными в плане сейсмичности можно считать следующие участки сейсмогенных зон.

1. Область сочленения ДДП со смежными структурами — Украинским щитом и Воронежским кристаллическим массивом. Здесь отмечается резкое изменение глубины залегания основных сейсмических границ (поверхности раздела М и докембрийского

фундамента), которое происходит как непрерывно, так и по глубинным разломам. Принимая во внимание, что вертикальная амплитуда смещений по глубинным разломам на северо-восточном борту палеорифта в 1,5—2 раза больше, чем на юго-западном, можно предполагать, что уровень ожидаемой сейсмичности на северо-восточном борту выше, чем на юго-западном.

2. Центральная часть профиля Пирятин — Талалаевка, где отмечены как очень контрастные скоростные неоднородности (до +0,8 км/с), так и сокращенная мощность земной коры.

3. Разрез по профилю ГСЗ Синельниково — Чугуев. Профиль пересекает область сочленения палеорифта со Складчатым Донбассом. Изучение связи сейсмичности с наличием густой сети глубинных разломов в пределах различных геологических провинций земного шара свидетельствует, что очень часто здесь фиксируется повышенный уровень сейсмичности.

В дальнейшем следует провести более детальный анализ возможностей выделения сейсмогенных зон, направленный на уточнение их контуров и выявление зон, наиболее опасных с точки зрения возможного уровня сейсмичности.

Список литературы

- Борисенко А. С., Сафронов О. Н., Пустовитенко Б. Г. Сейсмогенные зоны платформенной части Украины и Азово-Черноморского региона // Геодинамика и сейсмопрогностические исследования на Украине. — Киев: Наук. думка, 1992. — С. 31—41.
- Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. — Москва: Наука, 1987. — 237 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова Г., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Ин-т геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, 2006. — 143 с.
- Ильченко Т. В. Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого рифта (по данным ГСЗ) // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 3 — С. 69—81.
- Ильченко Т. В., Калюжная Л. Т. Скоростная и стратиграфическая модель ДДП по профилю Решетиловка — Синевка // Геофиз. журн. — 1999. — 21; № 1. — С. 85—106.
- Калюжная Л. Т. Структура земной коры и верхней мантии центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена (по профилю Решетиловка — Синевка) // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1978. — № 12. — С. 1063—1064.
- Калюжная Л. Т., Коломиец Е. В., Лисинчук Д. В. Скоростная модель строения земной коры вдоль профиля КМПВ—ГСЗ Синельниково — Чугуев // Теоретические и прикладные аспекты геоинформатики. — Киев, 2007. — С. 95—106.
- Калюжная Л. Т., Рябчун Л. И. Строение глубинных горизонтов земной коры и осадочного чехла по профилю ГСЗ Киев — Гомель // Геофиз. журн. — 1985. — 7, № 2. — С. 37—43.

- Камбаров Н.Ш., Финкельштейн М.И. О глубинной динамике земных недр Южного Казахстана // Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. — Москва: Наука, 1983. — С. 167—180.
- Краснопевцева Г.В., Фрема А.Г., Шацлов В.И. Глубинное строение и сейсмичность района Спитакского землетрясения в Армении // Физика Земли. — 1995. — № 8. — С. 47—61.
- Кутас В.В., Кенгзера А.В., Омельченко В.Д., Дрогичкая Г.М., Калитова И.А. Проявление сейсмичности в XVIII—XX вв. и потенциально сейсмоопасные зоны западной части Украины // Геофиз. журн. — 2006. — 28, № 4. — С. 2—15.
- Кутас В.В., Омельченко В.Д., Кенгзера А.В., Дрогичкая Г.М., Калитова И.А. Криворожское землетрясение 25 декабря 2007 г. // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 1. — С. 42—52.
- Кутас В.В., Омельченко В.Д., Кенгзера А.В., Дрогичкая Г.М., Калитова И.А. Сейсмичность западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Украины // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 5. — С. 59—72.
- Никонов А.А., Белоусов Т.П., Экман С.В. Землетрясения юга Восточно-Европейской платформы и их структурная позиция // Физика Земли. — 2001. — № 5. — С. 30—44.
- Пинчук А.П., Лазарев И.С., Гумен А.М. Сейсмологическая позиция и литовозрастные показатели отложений прогностического полигона "Ченки" (Гомельская область) // Сейсмологические и геотермические исследования на западе СССР. — 1993. — С. 123—129.
- Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А. Новые карты общего сейсмического районирования территории Украины. Особенности модели долговременной сейсмической опасности // Геофиз. журн. — 2006. — 28, № 3. — С. 54—78.
- Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А. Инструментальные и макросейсмические данные о процессах в очаговой зоне Кировоградского землетрясения 25 декабря 2007 г. // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 2. — С. 75—97.
- Сафронов О.Н. Сеймотектонические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Симферополь, 2005. — 21 с.
- Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
- Соллогуб В.Б., Калюжная Л.Т., Койфман Л.И. Глубинное строение земной коры района Черниговского максимума // Докл. АН Украины. Сер. Б. — 1985. — № 2. — С. 34—36.
- Трипольский А.А., Калюжная Л.Т. Скоростные параметры кристаллической земной коры центральной части Днепровско-Донецкого палеорифта // Докл. НАН Украины. — 2003. — № 11. — С. 123—126.
- Трипольский А.А., Калюжная Л.Т., Трипольская В.А., Степаненко В.М. Сравнительный анализ глубинного строения и сейсмичности Днепровско-Донецкой и Кенийской рифтогенных структур // Докл. НАН Украины. — 2008. — № 3. — С. 116—122.
- Трипольский А.А., Кенгзера А.В., Фарфуляк Л.В., Мычак С.В. Анализ тектонических и геолого-геофизических условий в пределах платформенной части Украины с целью размещения геологических станций // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 5. — С. 115—127.
- Харитонов О.М., Костюк О.П., Кутас В.В., Пронишин Р.С., Ругенская И.М. Сейсмичность территории Украины // Геофиз. журн. — 1996. — 18, № 1. — С. 3—16.
- Чекунов А.В., Калюжная Л.Т. Днепровско-Донецкий палеорифт в начале формирования // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1990. — № 1. — С. 21—25.
- Чекунов А.В., Калюжная Л.Т., Пашкевич И.К., Рябчун Л.И. Глубинное строение, модель развития и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого палеорифта // Геотектоника. — 1991. — № 1. — С. 37—47.
- Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. — Киев: Наук. думка, 1980. — 177 с.
- Щукин Ю.К. Методы разведочной геофизики при изучении сейсмоопасных зон // Сов. геология. — 1971. — № 10. — С. 142—146.
- Щукин Ю.К. Земная кора сейсмоопасных зон и очаги сильных землетрясений СССР // Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений СССР. — Москва: Наука, 1983. — С. 2—40.

- Щукин Ю. К. Сейсмоструктура и минералогия // Геофизика. — 2000. — № 6. — С. 12—16.
- Bonjer K., Gellke C., Gilg B., Rouland D., Mayer-Rosa D., Massinon B. Seismicity and dynamics of the upper Rhinegraben // J. Geophys. — 1984. — **55**, № 1. — P. 1—12.
- Chekunov A.V., Kaluzhnaya L.T., Ryabchun L.J. The Dnieper-Donets paleorift, Ukraine: deep structures and hydrocarbon accumulations // J. Petrol. Geology. — 1993. — **16**, № 2. — P. 183—196.
- Eaton D. W., Dineva S., Mereu R. Crustal thickness and V_P/V_S variation in the Grenville orogen (Ontario, Canada) from analysis of teleseismic receiver function // Tectonophysics. — 2006. — **420**. — P. 222—238.
- Gregersen S., Korhonen H., Husebye E.S. Fennoscandian dynamics: Present day earthquake activity // Tectonophysics. — 1991. — **189**. — P. 332—344.
- Slunga R., Norman P., Glans A. Baltic shield seismicity: the results of regional network // Geophys. Res. Lett. — 1984. — **11**, № 12. — P. 1247—1250.