

УДК 550.34

Определение параметров исторических землетрясений по макросейсмическим данным

© 2020 г. В.Ю. Карданец

ИГС, г. Кишинёв, Республика Молдова

Аннотация. Делается попытка определить основные параметры исторических землетрясений Карпатского региона на основе макросейсмических данных с использованием уравнения макросейсмического поля, косвенных параметров и с помощью комплексного сравнения с современными землетрясениями. Основным источником сведений о параметрах исторических землетрясений Карпатского региона до сих пор служил «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г.». В этом каталоге все параметры определены очень приблизительно, с широким диапазоном значений. К тому же за сорокалетний период с момента выхода каталога исходные макросейсмические данные о землетрясениях Карпатского региона существенно пополнились и были заново оценены по макросейсмической шкале MSK-64. В исследовании определялись такие основные параметры исторических землетрясений, как макросейсмический эпицентр, интенсивность в эпицентре, глубина очага, магнитуда, а также дополнительные параметры: направление максимального макросейсмического эффекта, площадь зон интенсивности, расстояние и азимут до крайнего пункта осязчивости. Вычисление параметров землетрясений производилось по формуле затухания макросейсмического поля с коэффициентами, полученными Р.З. Буртиевым для промежуточных землетрясений зоны Вранча Карпатского региона, отдельно в четырёх азимутальных створах. Для коровых землетрясений использовалось общее уравнение макросейсмического поля Блэйка-Шебалина. Несмотря на возможные погрешности, связанные с правильной оценкой интенсивности в пунктах наблюдения, а также точностью коэффициентов уравнения макросейсмического поля в применении для конкретных сейсмических событий, удалось определить тип каждого исторического землетрясения и получить более точные значения их параметров. Уточнённые параметры исторических землетрясений позволят составить более целостную картину сейсмической опасности Карпатского региона.

Ключевые слова: параметры землетрясений, макросейсмическое поле, затухание интенсивности, Карпатский сейсмический регион.

Для цитирования: Карданец В.Ю. Определение параметров исторических землетрясений по макросейсмическим данным // Российский сейсмологический журнал. — 2020. — Т. 2, № 1. — С. 62–75. DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.1.06>

Введение

Исследование каждого сильного и умеренного землетрясения, когда бы оно ни произошло, имеет большое значение как с точки зрения сейсмической истории, так и для характеристики активности очаговых областей и выяснения параметров сейсмичности определённой территории. Поэтому следует максимально полно и точно характеризовать каждое из таких землетрясений, не только текущих, но и прошлых, тем более в такой важной для Европы сейсмической области, как Карпатский регион.

Многочисленные сведения о землетрясениях Карпатского региона известны с древней-

ших времён из летописей и других исторических документов. Первые упоминания о карпатских землетрясениях относятся к IV–V векам. Воспоминания очевидцев дошли до нас в разнообразных формах: мемуары и записки путешественников, летописи, письма, сообщения в старых газетах и журналах. В более поздние времена сведения о карпатских землетрясениях в исторических документах встречаются всё чаще и чаще. Однако только начиная с XVIII в., и особенно с XIX в., сведений для точного и объективного описания землетрясений набирается достаточно.

Основным источником сведений о параметрах исторических землетрясений Карпатского региона до сих пор служил «Новый каталог

сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г.» [Новый ..., 1977]. Это — фундаментальная работа, в которой по старым описаниям воссозданы современные количественные характеристики давних сейсмических событий. Но все параметры определены очень приблизительно, с широким диапазоном значений. К тому же за период с момента выхода каталога исходные макросейсмические данные о землетрясениях Карпатского региона существенно пополнились.

Наиболее полное собрание карт землетрясений, ощущавшихся на территории Республики Молдовы, содержится в Атласе землетрясений Молдовы [Друмя и др., 2009]. Для уточнения макросейсмических данных об исторических землетрясениях использовался макросейсмический каталог [Ешану и др., 1988], содержащий сведения о землетрясениях за период 1091–1940 гг. Много важных данных почерпнуто из других источников: Атласа карт землетрясений Карпато-Балкан [Catalogue of earthquakes, 1974]; «Сильнейших землетрясений Карпатского региона» [Степаненко и др., 2006]; сборников «Землетрясения в СССР» [Землетрясения в СССР, 1963–2000]; «Землетрясения Румынии» [Atanasiu, 1961]; «Землетрясения Украины» [Евсеев, 1961]; макросейсмических данных землетрясений Вранча [Kronrod etc., 2012] и др. Для оценки интенсивности сейсмических воздействий была принята шкала MSK-64 [Медведев и др., 1965].

Сейсмичность Карпатского региона

Карпатским регионом условно названа территория с очаговыми зонами в пределах координат 44–48°N и 24–30°E, на которой расположена большая часть Румынии, Молдавия и юго-западная часть Украины. Карпатский регион — одна из опаснейших с сейсмической точки зрения областей Европы.

Сейсмичность Карпатского региона условно подразделяется на коровую с очагами в пределах земной коры и подкоровую с очагами промежуточной глубины.

Неглубокие очаги слабых землетрясений рассеяны по всей территории Карпатского региона, включая Республику Молдову. Их глубина не превышает мощности земной коры (от поверхности до 50 км, чаще 5–25 км), а энергия невелика, у самых сильных из них магнитуда не превышает $M_w=5.7$.

За инструментальный период наибольший макросейсмический эффект от местных коровых землетрясений Молдавии не превышал 5 баллов.

Наиболее сильное из них произошло 22 ноября 2014 года. Интенсивность в эпицентре составляла 6–7 баллов, в Кишинёве — 4 балла. 13 ноября 1981 г. в районе румынского города Тулча произошло схожее по силе землетрясение, приуроченное к разлому Сфынтул-Георге. Сюда же к нижнему течению Дуная относится и землетрясение 3 октября 2004 г., но оно было несколько слабее. Глубина очагов — порядка 8–10 км. Ощущалось в Молдавии коровое событие 7 мая 2008 г. с эпицентром вблизи острова Змеиный в Чёрном море [Степаненко и др., 2011].

Главнейшей и опаснейшей особенностью сейсмичности Карпатского региона является его подкоровая сейсмичность в области Вранча, расположенной на участке сочленения Восточных и Южных Карпат.

Эпицентры вранчских очагов сосредоточены в пределах небольшой площади (60×80 км), расположенной на стыке складчатых сооружений Восточных и Южных Карпат с Предкарпатским прогибом. Это — область чуть ли не самой высокой концентрации землетрясений на всём земном шаре. Эпицентральная область ограничена параллелями 45–46°N и меридианами 26–27°E и совпадает по географическому положению с горным массивом Вранча (рис. 1). По глубине очаги прослеживаются от 60 до 170 км в мантии, причём к востоку и юго-востоку глубина очагов уменьшается. Подкоровые очаги Вранча образуют фокальную зону, круто погружающуюся на северо-запад под Карпаты.

Распространение упругих волн из мантийных очагов Вранча имеет аномальный характер, проявляющийся в ориентированности потока сейсмической энергии в северо-восточном направлении. При землетрясениях 1802, 1838, 1940, 1977, 1986 и 1990 гг. произошли сотрясения интенсивностью до 3–4 баллов на большой территории, включающей большую часть Восточной и Центральной Европы: Румынию, Молдавию, Украину, Болгарию, Сербию, Македонию, Россию, Белоруссию, Венгрию, Словакию, Польшу, Чехию, Грецию, Турцию. Наиболее опасны они на территориях Румынии, Болгарии, Молдавии и юго-западной части Украины. Ощутимость их к северу и востоку от эпицентра достигает Кавказа, Киева, Москвы и даже Санкт-Петербурга.

Исследования показывают, что крупнейшие землетрясения за последние полвека 1977, 1986 и 1990 гг. являются взаимосвязанными событиями. Их гипоцентральные области имели тенденцию не перекрывать друг друга при чередующихся событиях, что объясняется, вероятно, большой разрядкой напряжений вокруг очага.

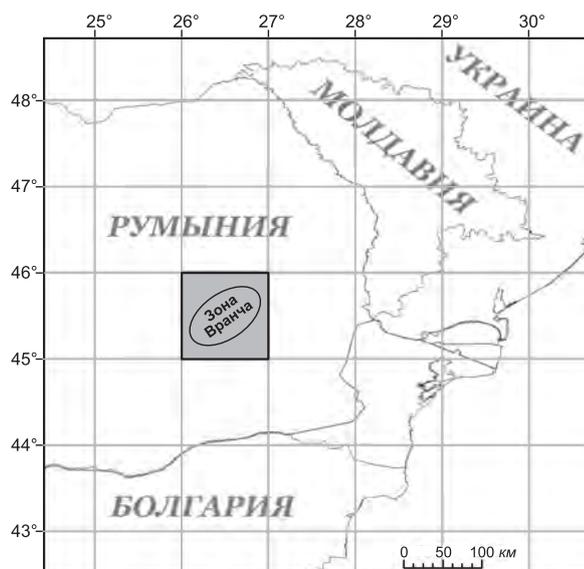


Рис. 1. Юго-восточная часть Карпатского региона и зона Вранча

Землетрясения были приурочены поочередно то к северо-восточному краю очаговой зоны (1977 и 1990 гг.) с глубиной очага порядка 90 км, то к противоположному юго-западному краю (1986 г.) с глубиной порядка 140 км (рис. 2) [Степаненко, Карданец, 2016].

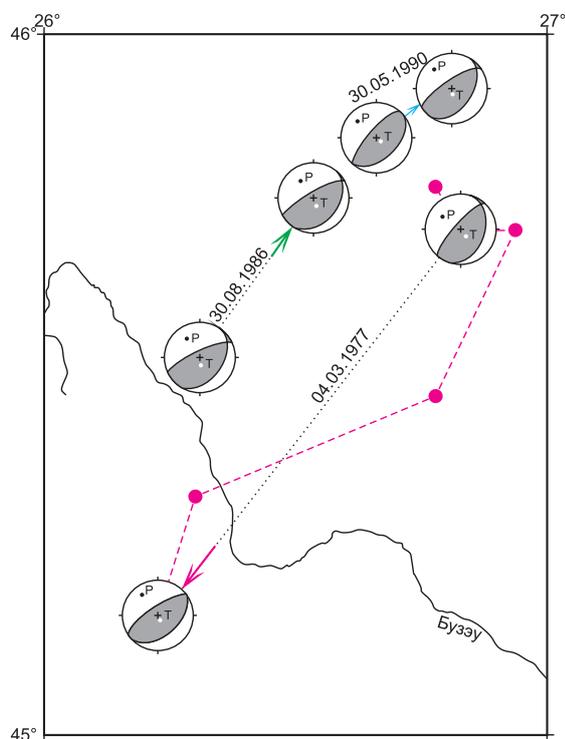


Рис. 2. Эпицентры и направления разрывов в очагах землетрясений 4 марта 1977 г., 30 августа 1986 г. и 30 мая 1990 г. [Степаненко, Карданец, 2016]

Пунктиром обозначены изменения направления разрыва при землетрясении 1977 г.

Характерной особенностью вранчских землетрясений с промежуточной глубиной является вытянутость изосейст в направлении с юго-запада на северо-восток. Некруговой характер полей интенсивности сотрясений обусловлен тремя обстоятельствами: протяжённостью очага и ориентацией плоскостей разрыва, горизонтальной неоднородностью среды, по которой распространяются сейсмические волны, местными грунтовыми и другими условиями в пункте наблюдений на земной поверхности.

Наиболее опасными для территории Республики Молдовы являются землетрясения центральной части области Вранча, приуроченной к зоне стыка Восточных и Южных Карпат. Здесь имеет место доминирующая ориентация плоскостей вспарывания северо-восток–юго-запад с большим или меньшим вкладом сдвиговой компоненты. Эта ориентация хорошо согласуется с вытянутостью изосейст в сторону Восточно-Европейской платформы. Именно такой тип механизма соответствует очагам наиболее сильных разрушительных землетрясений XX в.: 10 ноября 1940 г., 4 марта 1977 г., 31 августа 1986 г. и 30 мая 1990 г.

Исследование механизмов очагов землетрясений области Вранча в совокупности с данными о геологическом строении и тектоники Карпатского региона позволяет также объяснить несоответствие инструментального и макросейсмического эпицентра и плейстосейсмических зон для сильных землетрясений.

При землетрясении 1977 г. максимальная интенсивность в 8–9 баллов наблюдалась в разных азимутах от эпицентра в соответствии с мультиплетностью события. При землетрясениях 1986 и 1990 гг. область максимальных сотрясений смещена к северо-востоку от эпицентра, расхождение между макросейсмическим и инструментальным эпицентром составляет в первом случае примерно 60 км, во втором – 40 км. Это расхождение, отнесённое к соответствующей глубине гипоцентра, позволяет судить о положении плоскости разрыва в очаге, которая оказывается крутопадающей в северо-западном направлении под углом 65°, что совпадает с выбранной действующей плоскостью в очаге.

При землетрясениях 1977 и 1990 гг. изосейсты 3 и 4 баллов вытянуты в сторону Москвы, а при более глубоком землетрясении 1986 г. эта вытянутость наблюдается восточнее, в сторону Липецка и Воронежа (рис. 3).

Сильнейшим в XXI в. землетрясением Карпатского региона на данный момент считается событие 27 октября 2004 г. с $M_w=6.0$.

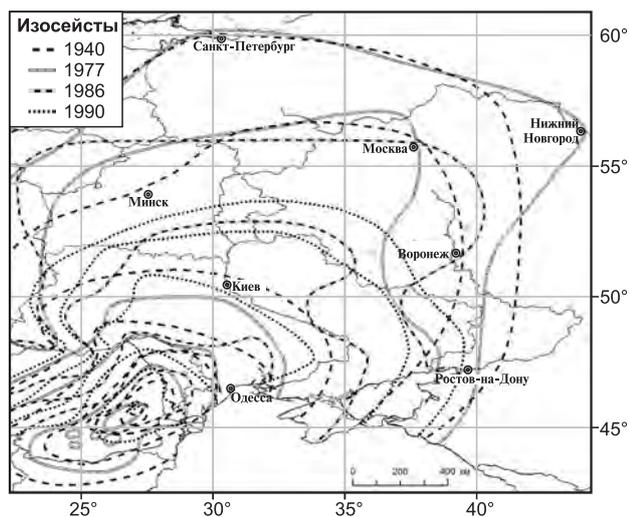


Рис. 3. Сравнение изосейст сильнейших землетрясений XX в.

Для примера приводим сравнение изосейст двух землетрясений разного типа с равной магнитудой: одно – коровое 22 ноября 2014 г. ($M_w=5.7$ по данным GСMT), другое – подкоровое 23 сентября 2016 г. ($M_w=5.7$ по данным GСMT). На карте (рис. 4) наблюдается заметное различие площадей территорий, охваченных колебаниями слабой интенсивности $I=3$ балла. В случае корового события граница осязтимости доходит до Южного Буга. Для промежуточного события граница доходит до границ России и Белоруссии. При этом на юго-востоке от эпицентров к побережью Чёрного моря, а также на северо-западе изосейсты практически совпадают. Это связано с быстрым затуханием интенсивности из-за многочисленных разломов тектонических структур Добруджи и Карпат [Карданец, 2016].

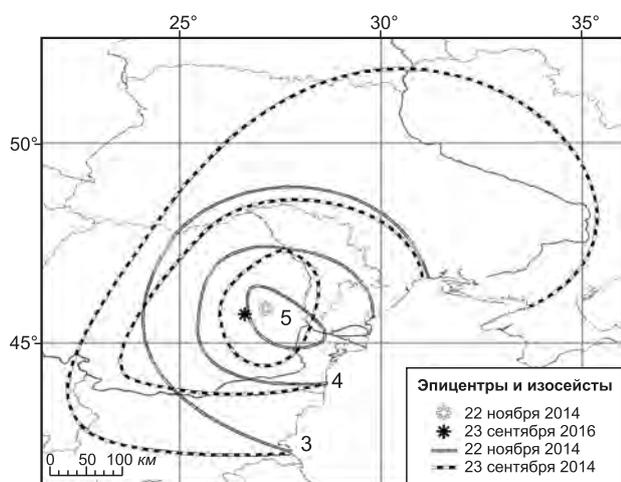


Рис. 4. Сравнение изосейст землетрясений 22 ноября 2014 г. и 23 сентября 2016 г. [Карданец, 2016]

На рис. 5 показана зависимость интенсивности от эпицентрального расстояния в направлении на северо-восток от эпицентра (азимут на г. Кишинёв) для двух типов землетрясений. Глубокое залегание очагов обуславливает большую территорию, охваченную сотрясениями, – более чем в два раза в сравнении с коровыми очагами.

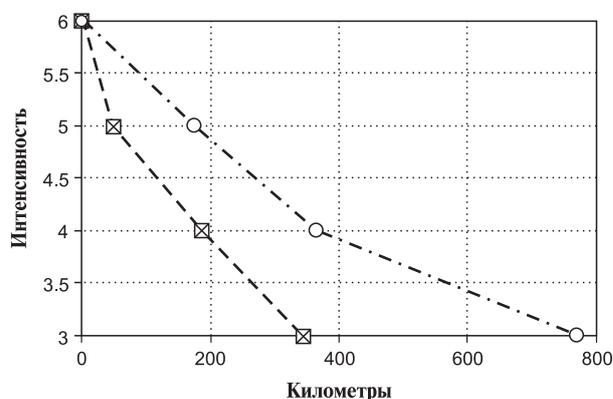


Рис. 5. График спада интенсивности в направлении г. Кишинёва землетрясений 22 ноября 2014 г. (пунктирная линия) и 23 сентября 2016 г. (штрихпунктирная линия)

Макросейсмический и инструментальный эпицентры для корового землетрясения совпадают. Для промежуточного землетрясения наблюдается отклонение инструментального очага от макросейсмического. При землетрясении 2016 г. область максимальных сотрясений смещена к северо-востоку от эпицентра.

Так как распространению сейсмических волн в северо-западном и юго-восточном направлениях препятствуют многочисленные разломы, затухание в этих направлениях происходит примерно одинаково, а в северо-восточном и юго-западном направлениях затухание интенсивности от землетрясений промежуточной глубины происходит гораздо медленнее. Поэтому осязтимые сотрясения от них охватывают намного большие площади территорий, чем от коровых землетрясений.

Методология вычисления параметров исторических землетрясений по макросейсмическим данным

Тип любого землетрясения определяется, прежде всего, по его параметрам, и, уже исходя из этих параметров, мы получаем общее представление о каждом из землетрясений. К основным параметрам землетрясения относятся: время возникновения, координаты эпицентра (в том числе и макросейсмического), глубина

очага (H), магнитуда (M) и интенсивность в эпицентре (I_0). Другие параметры: ориентация (простираение) очага, горизонтальная протяжённость очага, вертикальная протяжённость очага, падение плоскости разрыва, площади зон интенсивности, азимут большой оси, расстояние до наиболее удалённого пункта и др.

Для современных землетрясений все эти параметры определяются на основе полученных инструментальных данных. Что касается исторических землетрясений, то их параметры можно определить только по собранным и обработанным макросейсмическим сведениям. Таким образом решается обратная задача установления параметров источника (причина) по наблюдениям (следствие).

Далее даётся краткое описание определения параметров землетрясения по Н.В. Шебалину [Шебалин, 2003]. Площадь измеряется как полная площадь внутри контура данной изосейсты (т.е. с включением площади, занятой изосейстами высших баллов). В случае исторических землетрясений, для которых зачастую не хватает данных, чтобы построить изосейсты всех уровней, при определении полной площади осязательности лучше ограничиться низшей изосейстой, присутствующей на большинстве карт землетрясений.

Азимут большой оси измеряется по часовой стрелке от направления к северу, от 0 до 180°. Азимуты от эпицентра до наиболее удалённых точек (пункт и изосейста) измеряются от 0 до 360°. Из двух последних азимутов более показателен азимут на дальнюю изосейсту, так как отдельные пункты присутствуют на карте не во всех направлениях. Средний радиус рассчитывается по площади независимо от степени генерализации изосейсты.

Макросейсмический эпицентр определяется как точка внутри первой изосейсты, вблизи пункта (или пунктов) с максимально наблюденной балльностью, являющаяся, как правило, центром симметрии всей системы изосейст.

Использование макросейсмических данных позволяет оценить глубину очага двумя способами: по скорости спадания балльности с расстоянием H_1 и по соотношению инструментальной магнитуды и балльности в эпицентре H_{IM} . Для исторических доинструментальных землетрясений глубина определяется только по первому способу в его различных вариантах, по формулам, подобранным для специфических условий каждого сейсмического региона.

По макросейсмическим данным магнитуда в обязательном порядке определяется для исто-

рических землетрясений. Для текущих землетрясений рекомендуется в методических целях определение магнитуды для всех землетрясений с достаточно хорошими картами пунктов-баллов и изосейст (карта пунктов-баллов — не менее 15 пунктов трёх различных балльностей, карта изосейст — не менее трёх надёжных изосейст).

Ориентация (простираение) очага определяется как средний азимут большой оси первой изосейсты (в случае сильных локальных эффектов — первой «нормальной» изосейсты).

Максимальный макросейсмический эффект определяется по азимуту на наиболее отдалённую точку дальней изосейсты с учётом азимута на наиболее удалённый пункт, в котором ощущалось землетрясение. Этот параметр часто уточняет общее простираение разрывообразований в очаге.

Уравнение макросейсмического поля

Уравнение макросейсмического поля основано на предположении равномерного изменения физических свойств среды и, соответственно, равномерности распространения сейсмической энергии в пространстве. При таком раскладе форма изосейст зависела бы от геометрии очага в ближней зоне и близкой к окружности в дальней зоне. Однако в реальности линии равной интенсивности расходятся от эпицентра в виде эллипсов или изогнутых линий произвольной формы.

Существует множество вариантов функции затухания, собранных и проанализированных в работе [Буртчиев, 2017]. Так как при анализе сейсмической опасности и построении карт сейсмического районирования территории Республики Молдова использовались разные функции затухания, которые дали неадекватные значения интенсивности в баллах, автор вывел собственные значения коэффициентов затухания интенсивности сейсмических воздействий на основе функции затухания Н.В. Шебалина.

В различных каталогах исторических землетрясений оценочные данные о магнитуде землетрясений, глубине очага, координатах эпицентра и балльности в эпицентре очень приблизительны и сильно разнятся. Основой для определения параметров землетрясения по макросейсмическим данным служит уравнение макросейсмического поля, зависимости интенсивности в определённом пункте от магнитуды и глубины очага. Уравнение имеет следующий вид:

$$I_1 = aM - b \lg \sqrt{\Delta^2 + H^2} + c, \quad (1)$$

где M – магнитуда; Δ – эпицентральное расстояние; H – глубина очага; a, b, c – постоянные коэффициенты.

Для землетрясений Карпатского региона Н.В. Шебалиным [Друмя, Шебалин, 1985] были выведены эмпирическим путём коэффициенты затухания в направлении Кишинёва от вранчских землетрясений промежуточной глубины. В результате получена следующая формула:

$$I_i = 1.5M - 4.5 \cdot \lg \sqrt{\Delta^2 + H^2} + 7. \quad (2)$$

Зная магнитуду M и глубину очага землетрясения H , мы можем определить интенсивность I_i в пункте, лежащем на расстоянии Δ км от эпицентра. Обратная задача решает вопрос вычисления магнитуды и глубины, исходя из интенсивности в эпицентре и определённом пункте.

Для коровых событий Карпатского региона можно использовать общемировые коэффициенты в соответствующей формуле [Шебалин, 2003]:

$$I_i = 1.5M - 3.5 \cdot \lg \sqrt{\Delta^2 + H^2} + 3. \quad (3)$$

В то же время в диссертации Р.З. Буртиева [Буртиев, 2017] были уточнены коэффициенты затухания для землетрясений промежуточной глубины зоны Вранча, полученные для четырёх азимутальных створов (табл. 1). При вычислении коэффициентов на основе сильнейших землетрясений использовались значения магнитуды M_w .

Таблица 1. Коэффициенты затухания для землетрясений с промежуточной глубиной очага зоны Вранча

Азимутальный интервал	Коэффициенты затухания		
	a	b	c
0–90	1.52	–4.74	6.79
90–180	1.63	–5.80	8.24
180–270	2.10	–6.94	8.07
270–360	1.41	–5.40	8.11

Рассматриваемое в этой работе направление Кишинёва попадает в азимутальный створ 0–90°. Соответственно, были взяты коэффициенты $a=1.52, b=-4.74, c=6.79$:

$$I_i = 1.52 \cdot M_w - 4.71 \cdot \lg \sqrt{\Delta^2 + H^2} + 6.79. \quad (4)$$

Таким образом, преобразовав уравнение макросейсмического поля для расчёта магнитуд, получаем для коровых землетрясений:

$$M = \frac{I_i - 3 + 3.5 \cdot \lg \sqrt{\Delta^2 + H^2}}{1.5} \quad (5)$$

и для промежуточных землетрясений:

$$M_w = \frac{I_i - 6.79 + 4.74 \cdot \lg \sqrt{\Delta^2 + H^2}}{1.52}. \quad (6)$$

При известной интенсивности в эпицентре (I_0) используются упрощённые варианты этих формул, так как расстояние от эпицентра (Δ) равно нулю. Для коровых землетрясений:

$$M = \frac{I_0 - 3 + 3.5 \cdot \lg H}{1.5}, \quad (7)$$

для промежуточных землетрясений:

$$M_w = \frac{I_0 - 6.79 + 4.74 \cdot \lg H}{1.52}. \quad (8)$$

В итоге у нас есть формулы с двумя неизвестными: магнитудой (M) и глубиной (H). И чтобы найти магнитуду, необходимо вычислить зависимость интенсивности в эпицентре (или в любом другом пункте) и глубины очага, исходя из этих формул.

Но мы более или менее точно знаем лишь интенсивность и теперь нам необходимо определиться с глубиной, какую из них выбрать. Для этого нужно составить две таблицы зависимости интенсивности, глубины очага и магнитуды: одну – с интенсивностью в эпицентре и другую – с интенсивностью для ещё одного пункта. После чего определяем по макросейсмической шкале значение интенсивности в эпицентре и в пункте на расстоянии (Δ) от какого-либо землетрясения, находим колонки с этими значениями, а в них выбираем наиболее близкие значения магнитуды (в идеале идентичные) на одной и той же глубине в обеих таблицах (пример вычислений приводится ниже).

Построив карты изосейст и определив все необходимые параметры каждого исторического землетрясения, мы можем приступать к сравнительному анализу полученных результатов с картами изосейст и параметрами важнейших землетрясений инструментального периода.

Вычисление параметров крупнейших исторических землетрясений

Для исследования были отобраны исторические землетрясения с XVIII в. по начало XX в., которые ощущались на значительной территории с интенсивностью в эпицентре, достигающей до 6 баллов, и с достаточным количеством

пунктов с имеющимися свидетельствами о проявлении землетрясения. Сейсмических событий, соответствующих этим условиям, было выделено 12. Они приведены в табл. 2 с указанием интенсивности (в эпицентре и ещё одном пункте – Кишинёве) – основного расчётного показателя, используемого для определения магнитуды и глубины очага землетрясения. Все значения максимально проявленной интенсивности взяты из различных источников. Была проведена переоценка балльности по шкале MSK-64 и определена интенсивность в эпицентре.

Таблица 2. Сильнейшие землетрясения доинструментального периода Карпатского региона

№	Дата, дд.мм.гггг	Интенсивность в эпицентре I_0	Интенсивность в Кишинёве I_1
1	11.06.1738	8	6–7
2	06.04.1790	6 (6–7)	5
3	26.10.1802	8–9	7
4	26.11.1829	7–8	6
5	23.01.1838	8	6
6	17.08.1893	6–7	5
7	10.09.1893	7	4–5
8	04.03.1894	7 (7–8)	4
9	31.08.1894	7 (7–8)	5
10	06.02.1904	6	4–5
11	06.10.1908	6–7	4–5
12	25.05.1912	7	4

Для получения основных параметров сначала рассчитывается таблица зависимости интенсивности в эпицентре, глубины очага и магнитуды для подкорковых землетрясений по формуле (8). Для эпицентра были взяты значения интенсивности от 5.5 до 9.5 через каждые полбалла, а глубина для подкорковых землетрясений – от 70 до 160 км через каждые 10 км. Все полученные результаты занесены в табл. 3.

Таблица 3. Зависимость интенсивности в эпицентре, глубины очагов и магнитуды подкорковых землетрясений

I_0 H	9.5	9.0	8.5	8.0	7.5	7.0	6.5	6.0	5.5
70	7.6	7.2	6.9	6.6	6.2	5.9	5.6	5.2	4.9
80	7.7	7.4	7.0	6.7	6.4	6.1	5.7	5.4	5.1
90	7.9	7.5	7.2	6.9	6.5	6.2	5.9	5.6	5.2
100	8.0	7.7	7.4	7.0	6.7	6.4	6.0	5.7	5.4
110	8.1	7.8	7.5	7.2	6.8	6.5	6.2	5.8	5.5
120	8.3	7.9	7.6	7.3	6.9	6.6	6.3	6.0	5.6
130	8.4	8.0	7.7	7.4	7.0	6.7	6.4	6.1	5.7
140	8.5	8.1	7.8	7.5	7.1	6.8	6.5	6.2	5.8
150	8.6	8.2	7.9	7.6	7.2	6.9	6.6	6.3	5.9
160	8.7	8.3	8.0	7.7	7.3	7.0	6.7	6.4	6.0

В качестве дополнительного пункта с интенсивностью был выбран для рассмотрения Кишинёв как самый интересный для нас вариант. К тому же он упоминается практически во всех описаниях значительных землетрясений. Соотношение интенсивности в Кишинёве, глубины и магнитуды для промежуточных землетрясений рассчитывалось по формуле (6).

Расчёты проводились для интенсивности от 3.5 до 7.5 баллов с шагом в полбалла и для промежуточной глубины от 70 до 160 км через каждые 10 км. Результаты занесены в табл. 4.

Таблица 4. Зависимость интенсивности в Кишинёве, глубины очагов и магнитуды подкорковых землетрясений

I_1 H	7.5	7.0	6.5	6.0	5.5	5.0	4.5	4.0	3.5
70	7.9	7.6	7.2	6.9	6.6	6.2	5.9	5.6	5.3
80	7.9	7.6	7.3	6.9	6.6	6.3	5.9	5.6	5.3
90	7.9	7.6	7.3	6.9	6.6	6.3	6.0	5.6	5.3
100	7.9	7.6	7.3	7.0	6.6	6.3	6.0	5.6	5.3
110	8.0	7.6	7.3	7.0	6.7	6.3	6.0	5.7	5.3
120	8.0	7.7	7.3	7.0	6.7	6.3	6.0	5.7	5.4
130	8.0	7.7	7.4	7.0	6.7	6.4	6.0	5.7	5.4
140	8.0	7.7	7.4	7.1	6.7	6.4	6.1	5.7	5.4
150	8.1	7.7	7.4	7.1	6.8	6.4	6.1	5.8	5.4
160	8.1	7.8	7.4	7.1	6.8	6.5	6.1	5.8	5.5

Из карты или таблицы пунктов-баллов определяем интенсивность в эпицентре (если всего один-два пункта с высшим баллом, то он и будет считаться максимальным, а если больше пунктов, то интенсивность в эпицентре – на полбалла выше) и на определённом расстоянии (был выбран Кишинёв).

Так, для землетрясения 23 января 1838 г. интенсивность в эпицентре составила 8 баллов. В Кишинёве ощущалось 6 баллов. В колонке 8 баллов из табл. 3 и в колонке 6 баллов из табл. 4 получаем совпадение магнитуды на глубине 90–100 км со значением 6.9–7.0. Следует учесть, что изменение интенсивности на полбалла в эпицентре изменяет значение глубины на 30–40 км, поэтому берутся средние значения, магнитуда меняется незначительно. Такое же сравнение проводим и по другим землетрясениям и определяем коррелирующую магнитуду и глубину в обеих таблицах. Если совпадения не наблюдается, то необходимо пересчитать по формуле для коровых землетрясений. При большой разнице между интенсивностью в эпицентре и в Кишинёве (обычно 3 и более балла) затухание интенсивности – очень резкое и свидетельствует о коровом землетрясении.

Среди отобранных землетрясений только два оказались коровыми – это события 4 марта 1893 г. и 25 мая 1912 года. Для них был определён макросейсмический эпицентр, и с учётом расстояния до Кишинёва рассчитаны значения только для интенсивности 4 балла. В эпицентре в случае обоих землетрясений ощущалось 7 баллов и, соответственно, рассчитывалось соотношение магнитуды и глубины для этой величины. Расчёты делались для глубин 10–60 км с шагом 10 км (табл. 5). Эпицентральное расстояние для землетрясения 4 марта 1893 г. – 140 км, для землетрясения 25 мая 1912 г. – 200 км.

Таблица 5. Зависимость интенсивности в эпицентре и Кишинёве, глубины очагов и магнитуды коровых землетрясений 4 марта 1893 г. и 25 мая 1912 г.

Глубина (H), км	M_s ($I_i=4, 140$ км)	M_s ($I_i=4, 200$ км)	$I_0=7$
60	5.8	6.1	6.8
50	5.7	6.1	6.6
40	5.7	6.1	6.4
30	5.7	6.1	6.1
20	5.7	6.0	5.7
10	5.7	6.0	5.0

По той же методике, что и для подкоровых землетрясений, были получены такие результаты: землетрясение 4 марта 1893 г. произошло на глубине 20 км с магнитудой $M_s=5.7$ ($M_w=5.9$); землетрясение 25 мая 1912 г. произошло на глубине 30 км с магнитудой $M_s=6.1$ ($M_w=6.2$). Как

видно из табл. 5, магнитуда для коровых землетрясений не сильно изменяется с глубиной.

Результаты вычислений основных параметров исторических землетрясений (координаты макросейсмического эпицентра, глубина, магнитуда и интенсивность в эпицентре) представлены в табл. 6.

Кроме этих параметров, рассчитанных по формулам, есть ещё ряд важных параметров, полученных измерениями непосредственно с карт изосейст. В первую очередь по построенным картам были определены координаты макросейсмического эпицентра каждого землетрясения (табл. 6).

Ещё одним параметром, полученным непосредственно из карт, является площадь зон интенсивности. При расчётах учитывались только зоны от 4 баллов и выше, так как из-за недостатка данных не во всех случаях можно было провести изосейсту в 3 балла.

Были определены и направления главных осей зон интенсивности, результаты этого параметра для зоны с высшим баллом внесены в таблицу для дальнейших исследований землетрясений. Также показательными являются азимуты наиболее удалённой точки дальней изосейсты и наиболее удалённого пункта, где ощущалось землетрясение, а также измерены расстояния до этих пунктов. Все дополнительно полученные результаты занесены в табл. 7.

На рис. 6 представлен пример карты изосейст (23 января 1838 г.) с вычислениями дополнительных параметров землетрясений.

Таблица 6. Основные параметры исторических землетрясений

Дата, дд.мм.гггг	Координаты макросейсмического эпицентра		Глубина, км	Магнитуда M_w (M_s)	Интенсивность в эпицентре I_0
	φ , °N	λ , °E			
11.06.1738	45.72	27.24	90–130	6.9–7.3	8
06.04.1790	45.90	27.04	120–130	6.3–6.4	6 (6–7)
26.10.1802	45.18	26.61	120–130	7.6–7.7	8–9
26.11.1829	45.28	27.06	130–140	7.0–7.1	7–8
23.01.1838	45.35	27.32	90–100	6.9–7.0	8
17.08.1893	46.35	27.68	120–130	6.3–6.4	6–7
10.09.1893	46.25	27.58	70–80	5.9–6.0	7
04.03.1894	46.08	27.66	20	5.9 (5.7)	7 (7–8)
31.08.1894	46.29	27.84	70–90	6.2–6.3	7 (7–8)
06.02.1904	46.56	27.59	120	6.0	6
06.10.1908	45.85	27.31	100	6.0	6–7
25.05.1912	45.56	27.22	30	6.2 (6.1)	7

Таблица 7. Дополнительные параметры исторических землетрясений

Дата, дд.мм.гггг	Площадь, км ²	Угол оси первой изосейсты, °	Расстояние до дальнего пункта, км	Азимут на дальний пункт, °	Азимут на дальнюю изосейсту, °
11.06.1738	420761	54	602	57	245
06.04.1790	619443	51	825	66	70
26.10.1802	2451404	64	1658	14	45
26.11.1829	622997	47	931	52	48
23.01.1838	979174	69	1228	49	48
17.08.1893	220960	149	471	59	86
10.09.1893	211048	172	460	48	252
04.03.1894	90496	65	442	62	84
31.08.1894	203277	85	608	232	232
06.02.1904	132716	63	352	63	243
06.10.1908	402167	56	588	62	17
25.05.1912	126705	175	596	34	333

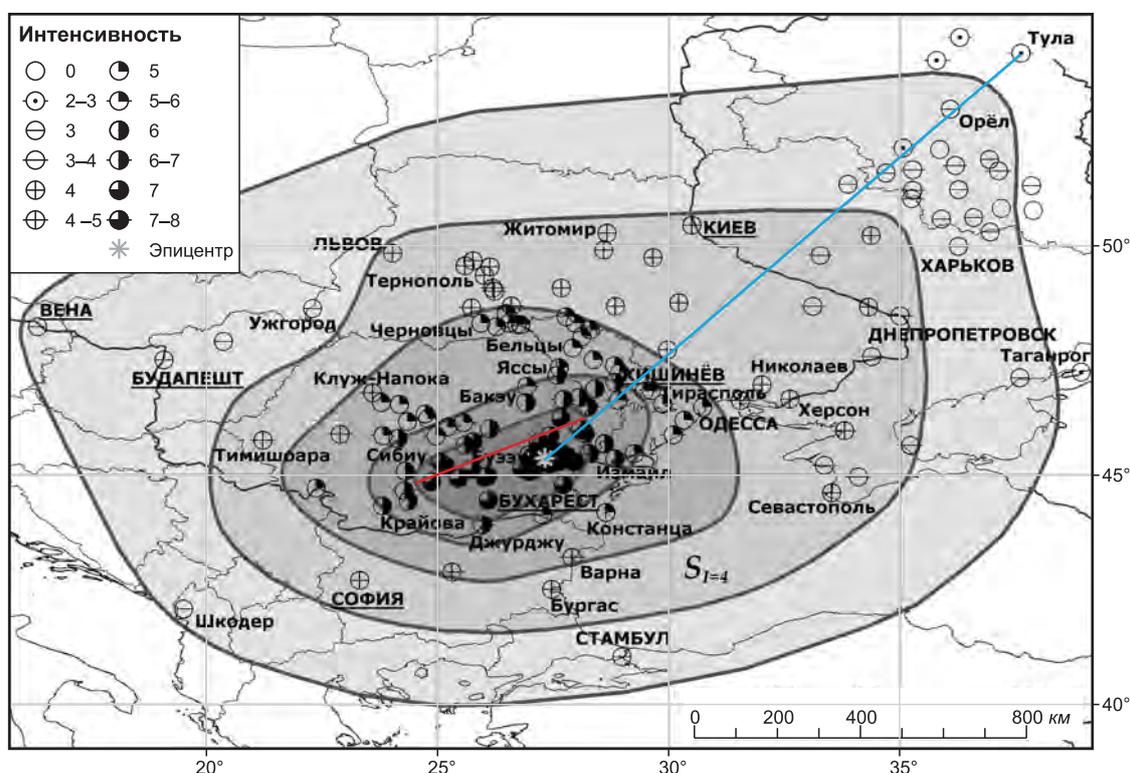


Рис. 6. Вычисления по карте изосейст землетрясения 23 января 1838 г.

Красная линия – большая ось плейстосейстовой зоны, указывающая азимут.

Синяя линия – расстояние и азимут на наиболее отдалённый пункт зоны осязаемости землетрясения

Анализ параметров и определение типов исторических землетрясений Карпатского региона

Полученные параметры исторических землетрясений Карпатского региона, имевших существенный эффект на территории Республики Молдова, при сравнении с закономерностями, выявленными из исследований землетрясений

за инструментальный период, позволяют определить тип каждого землетрясения и влияние ориентации очага на направление максимального эффекта.

Землетрясение 11 июня 1738 г. произошло на глубине 90–130 км с магнитудой M_w от 6.9 до 7.3 и проявилось в эпицентре до 8 баллов. Разброс данных параметров этого землетрясения

связан с отсутствием сведений о проявлении его в Кишинёве, по проведённым изосейстам Кишинёв попадает примерно между 6- и 7-балльной зонами. Но учитывая то, что направление основного эффекта направлено на юго-запад, можно предположить и меньшую интенсивность в Кишинёве. В итоге были взяты оба значения (6 и 6–7 баллов) и получены результаты, указанные выше. Это – подкоровое землетрясение средней глубины. Так как окраинных пунктов с низкими баллами очень мало, то главным показателем будет азимут от эпицентра на дальнюю точку изосейсты, и он составляет 245° , а значит, направление основного эффекта – в сторону юго-запада (точнее, – ЗЮЗ). Простираение разрывов в очаге – с северо-востока на юго-запад (54°). По многим параметрам оно совпадает с землетрясением 30 мая 1990 года.

Землетрясение 6 апреля 1790 г. произошло на глубине 120–130 км с магнитудой около $M_w=6.3-6.4$ и интенсивностью 6 (6–7) баллов (в Кишинёве – 5 баллов). Это – подкоровое землетрясение. Предполагается, что ориентация разрывов в очаге простирается в направлении с юго-запада на северо-восток (51°). Это направление подтверждается азимутами на дальний пункт и дальнюю точку изосейсты, которые практически совпадают (66 и 70°). Направление основного эффекта землетрясения – на восток–северо-восток. За счёт значительной глубины землетрясение ощущалось на расстоянии до 825 км от эпицентра, а площадь 4-балльной зоны охватила территорию около 620 тыс. км².

Одно из сильнейших землетрясений за всю историю наблюдений произошло 26 октября 1802 г. на глубине 120–130 км с $M_w=7.6-7.7$ и интенсивностью 8–9 баллов (в Кишинёве – 7 баллов). Это было самое сильное землетрясение этого региона за XVIII–XIX века. Оно ощущалось даже в Санкт-Петербурге (3 балла) на расстоянии 1658 км, а площадь 4-балльных сотрясений составила около 2.5 млн. км². Азимут на дальнюю точку изосейсты (45°) указывает на направление основного эффекта строго на северо-восток в сторону Москвы, но не менее существенен был эффект и на юго-запад. Простираение разрывов в очаге также имеет направленность юго-запад–северо-восток.

Землетрясение 26 ноября 1829 г. произошло на глубине 130–140 км с $M_w=7.0-7.1$ и интенсивностью в эпицентре 7–8 баллов (в Кишинёве – 6 баллов). Это – вранчское, довольно глубокое, землетрясение. Оно ощущалось на расстоянии до 930 км, а 4-балльной зоной была охвачена площадь 623 тыс. км². Азимуты на дальний

пункт и дальнюю изосейсту совпадают (52 и 48°). Направление основного эффекта и простираение разрывов в очаге – строго на северо-восток (47°).

Ещё одно сильное землетрясение XIX в. произошло 23 января 1838 года. Оно менее изучено, чем землетрясение 1802 г., хотя лишь немного уступает ему по интенсивности проявления, которая достигла 8 баллов в эпицентре (в Кишинёве – 6 баллов). Его глубина – порядка 90–100 км, что гораздо ближе к поверхности, магнитуда меньше ($M_w=6.9-7.0$). За счёт меньшей глубины территория, охваченная 4-балльными сотрясениями, составила менее 1 млн. км². Азимуты на отдалённый пункт (49°) и дальнюю изосейсту (48°) указывают, что направление основного эффекта этого землетрясения – строго на северо-восток, но есть дополнительный эффект ближе к восточному направлению на Таганрог. Угол оси зоны высшего балла (69°) указывает на ориентацию разрывов в очаге в направлении восток–северо-восток.

Следующее достаточно сильное землетрясение произошло уже в конце XIX в., 17 августа 1893 г. на глубине 120–130 км с $M_w=6.3-6.4$ и интенсивностью в эпицентре 6–7 баллов (в Кишинёве – 5 баллов). Это – довольно глубокое вранчское подкоровое землетрясение, охватившее территорию в 221 тыс. км² и ощущавшееся на расстоянии до 471 км. Основной эффект землетрясения – в восточном направлении (азимут на дальнюю изосейсту – 86°), дополнительный эффект направлен на северо-запад (точнее, – север–северо-запад). Это согласуется с ориентацией разрывов в очаге (угол оси – 149°) и локальной 5-балльной зоной в юго-восточном направлении. Если бы не препятствие в виде Восточных Карпат, зона осязимости и основной эффект были бы гораздо больше в северо-западном направлении.

Уже менее чем через месяц произошло повторное землетрясение 10 сентября 1893 года. Его глубина составила 70–80 км, магнитуда $M_w=5.9-6.0$, а интенсивность в эпицентре достигла 7 баллов (в Кишинёве – 4–5 баллов). Это тоже подкоровое вранчское землетрясение, но очаг находился гораздо ближе к поверхности земли, что при меньшей магнитуде выдало чуть больший эффект на поверхности в эпицентральной области. Землетрясение ощущалось на расстоянии до 460 км, а зона с интенсивностью сотрясений в 4 балла охватила площадь 211 тыс. км². Азимут на дальнюю изосейсту 252° указывает на юго-западное направление основного эффекта землетрясения, что довольно типично для сильных землетрясений на глубине

90 км. Ориентация разрывов в очаге — субмеридиональная (172°). Такое различие в параметрах и проявлении этих двух землетрясений указывает на значительную независимость этих двух событий (насколько возможно в пределах общей очаговой зоны в целом).

Землетрясение 4 марта 1894 г. резко отличается от рассмотренных выше, так как оно произошло на глубине 15–20 км, что указывает на его типично коровое происхождение. Магнитуда составила $M_s=5.7$ ($M_w=5.9$), а интенсивность в эпицентре достигла 7 (7–8) баллов (в Кишинёве — 4 балла). Ощущалось оно на относительно небольшой территории (4-балльная зона — около 90 тыс. км²). Для неглубоких коровых землетрясений макросейсмический эпицентр обычно почти совпадает с точкой на поверхности над гипоцентром, т.е. формальным эпицентром, поэтому координаты 46.1°N и 27.7°E можно считать фактическим эпицентром этого землетрясения. Макросейсмический эффект больше выражен в восточном направлении (84°), но формальный угол главной оси эпицентральной зоны (65°) входит в некоторое противоречие с этим эффектом. В данном случае это может быть связано со сложностью точно очертить конфигурацию зоны с высшим баллом из-за её небольшой протяжённости.

Землетрясение 31 августа 1894 г. произошло на глубине 70–90 км, с магнитудой $M_w=6.2$ – 6.3 и интенсивностью в эпицентре 7 (7–8) баллов (в Кишинёве — 5 баллов). Для подкоровых это довольно неглубокое землетрясение. Территория, охваченная 4-балльными сотрясениями, занимает 200 тыс. км², при этом событие ощущалось на расстоянии свыше 600 км. Азимут на дальний пункт и дальнюю изосейсту в 232° определяет направленность основного эффекта землетрясения с северо-востока на юго-запад, что полностью согласуется с предполагаемым простиранием разрыва в очаге, на которое указывает дополнительный локальный эффект землетрясения всё в том же юго-западном направлении. Это событие — наиболее схожее по параметрам и картине распространения с землетрясением 27 октября 2004 года.

Первое существенное землетрясение XX века в Карпатском регионе произошло 6 февраля 1904 года. Его очаг находился на глубине около 120 км, магнитуда составила $M_w=6.0$, а проявилось оно в эпицентре с интенсивностью до 6 баллов (в Кишинёве — 4–5 баллов). Это — подкоровое вранчское землетрясение средней силы. Площадь, охваченная 4-балльными сотрясениями, составила всего 133 тыс. км², что совсем

немного для такой глубины, и связано с небольшой магнитудой. По имеющимся данным, оно ощущалось максимум на расстоянии 352 км. На карте изосейст, кроме основной, выделяются ещё три 5-балльные локальные зоны. Это может быть связано как с местными условиями, так и с погрешностью в установлении балльности в населённых пунктах. Простирание разрывообразования в очаге, в соответствии с основным направлением макросейсмического эффекта, ориентировано на юго-запад (азимут на дальнюю изосейсту 243°). Простирание разрывов в очаге (63°) — в направлении северо-восток–юго-запад.

Для землетрясения 6 октября 1908 г. был собран очень обширный макросейсмический материал, что сказалось на итоговой карте изосейст, где чётко выделяется изгиб Карпатской дуги, препятствующий далёкому распространению сейсмических волн. Гипоцентр землетрясения находился на глубине 100 км. При магнитуде $M_w=6.0$ интенсивность достигала 6–7 баллов (в Кишинёве — 4–5 баллов), а область 4-балльных сотрясений охватила 400 тыс. км². Событие ощущалось на расстоянии почти 600 км. Основной эффект проявления этого землетрясения направлен на север (азимут на дальнюю изосейсту 17°) с дополнительным эффектом на северо-запад. Эта же смена простирания наблюдается и для очаговой зоны, и можно предположить, что разрывы в очаге также меняли своё направление.

Последнее из рассмотренных землетрясений произошло 25 мая 1912 г. на глубине около 30 км, с магнитудой $M_s=6.1$ ($M_w=6.2$) и интенсивностью в эпицентре 7 баллов (в Кишинёве — 4 балла). Исходя из данных о глубине и координатах (45.6°N , 27.2°E), это землетрясение относится к коровым землетрясениям зоны Вранча. Оно ощущалось на чуть большей территории (4-балльная зона — 127 тыс. км²), чем коровое землетрясение 4 марта 1894 г., за счёт большей магнитуды. По вытянутости изосейст на карте и азимутам дальнего пункта и дальней изосейсты (34 и 333°) основной эффект землетрясения приходится в широкий створ (что характерно для коровых) от северного до восточного направлений. Субмеридиональная ориентация разрывов в очаге подтверждает преимущественно северное направление.

Для всех землетрясений макросейсмический эпицентр (табл. 6) смещён относительно очаговой зоны Вранча к северо-востоку. Это объясняется положением самой очаговой зоны под углом 60° к поверхности земли, с поднятием именно в северо-восточном направлении.

Выводы

Проанализировав параметры 12 исторических землетрясений, мы определили десять подкоровых землетрясений и два коровых (4 марта 1894 г. и 25 мая 1912 г.). Выяснилось, что простирание разрывов в очаге большинства подкоровых землетрясений и, в первую очередь, самых сильных из них, имело направление юго-запад–северо-восток, в т.ч. четыре землетрясения (6 апреля 1790 г., 26 октября 1802 г., 26 ноября 1829 г., 23 января 1838 г.) с основным эффектом преимущественно на северо-восток и четыре землетрясения (11 июня 1738 г., 10 сентября 1893 г., 31 августа 1894 г., 6 февраля 1904 г.) с основным эффектом преимущественно на юго-запад, в основном с гипоцентрами на глубине ~90 км. Это преобладание ориентации разрывов в очаге сильных землетрясений подтверждается исследованиями сильных землетрясений инструментального периода. Простирание разрывов в очаге землетрясения 17 августа 1893 г. носило субширотную направленность, а землетрясения 6 октября 1908 г. — субмеридиональную.

Несмотря на возможные погрешности, связанные с правильной оценкой интенсивности в пунктах наблюдения, а также точностью коэффициентов уравнения макросейсмического поля в применении для конкретных сейсмических событий, удалось определить тип каждого исторического землетрясения и получить более точные значения их параметров. Полученные результаты согласуются с закономерностями, выявленными в ходе исследований землетрясений инструментального периода. Это доказывает состоятельность методов исследования макросейсмических данных и расчётов параметров, применённых в этой работе. Уточнённые параметры исторических землетрясений позволят составить более целостную картину сейсмической опасности Карпатского региона.

Литература

Буртнев Р.З. Методология оценки сейсмической опасности на основе вероятностных моделей сейсмичности: автореферат дисс. на соиск. уч. ст. д-ра физ.-мат. наук. — Киев, 2017. — С. 218–219.
 Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В., Карданец В.Ю. Атлас карт интенсивности

землетрясений Молдовы (XVIII — XXI вв.). — Кишинёв, 2009. — 170 с.

Друмя А.В., Шебалин Н.В. Землетрясение: где, когда, почему? — Кишинёв: Штиинца, 1985. — 169 с.

Евсеев С.В. Землетрясения Украины. — Киев: Изд-во АН УССР, 1961. — 76 с.

Ешану В.М., Скочитин А.И., Чекан М.С. Каталог карпатских землетрясений (макросейсмические данные) // Отчёт Молдавской опытно-методической партии. — Кишинёв, 1988. — 1256 с.

Землетрясения в СССР за 1960–1994 гг. — М.: Наука, 1963–2000.

Карданец В.Ю. Особенности макросейсмического проявления карпатских землетрясений в зависимости от механизма и глубины очага // Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM. — 2016. — N 2. — P. 106–112.

Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. — М.: МГК АН СССР, 1965. — 11 с.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г. — М.: Наука, 1977. — 536 с.

Степаненко Н.Я., Друмя А.В., Симонова Н.А. Сильнейшие землетрясения Карпатского региона в XVIII — XX вв. // Buletinul Institutului de Geofizică și Geologie al AȘM. — 2006. — N 1. — P. 37–64.

Степаненко Н.Я., Карданец В.Ю. Сопоставление региональных определений механизмов очагов Карпатских землетрясений с решениями тензора момента центроида // Учёные записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География, Геология. — 2016. — Т. 2 (68), № 4. — С. 220–248.

Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Карданец В.Ю. Макросейсмический эффект коровых землетрясений на территории Молдовы // Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM. — 2011. — N 1. — P. 31–50.

Шебалин Н.В. Количественная макросейсмика (фрагменты незавершённой монографии). Проблемы макросейсмики // Вычислительная сейсмология. — 2003. — Вып. 34. — С. 57–201.

Atanasiu I. Cutremurele de pământ din România [Землетрясения Румынии]. — București: Acad. RPR, 1961. — 275 p. (на рум.).

Catalogue of the earthquake, part 3. Atlas of isoseismal maps. — Skopje: UNDP-UNESCO, 1974. — 275 p.

Kronrod T., Radulian M., Panza G., Popa M., Paskaleva I., Radovanovich S., Gribovszki K., Sandu I., Pekevski L. Integrated transnational macroseismic data set for the strongest earthquakes of Vrancea (Romania) // Tectonophysics. — 2013. — V. 590. — P. 1–23.

Сведения об авторе

Карданец Владлен Юрьевич, докторант, науч. сотр. Института геологии и сейсмологии (ИГС), г. Кишинёв, Республика Молдова. E-mail: igs-seismolab@yandex.ru

Determination of parameters of historical earthquakes based on macroseismic data

© 2020 V.Yu. Cardanets

IGS, Chisinau, the Republic of Moldova

Abstract The paper attempts to determine the main parameters of historical earthquakes of the Carpathian region based on macroseismic data, using the macroseismic field equation, indirect parameters and complex comparison with modern earthquakes. So far, the main source of information about the parameters of historical earthquakes in the Carpathian region has been “New catalog of strong earthquakes ...”. In this catalog, all parameters are defined very approximately, with a wide range of values. In addition, over the forty-year period since the release of the catalog, the initial macroseismic data of Carpathian region earthquakes have been substantially replenished and re-evaluated using the MSK-64 macroseismic scale. The study determined such basic parameters of historical earthquakes as macroseismic epicenter, intensity at the epicenter, focal depth, and magnitude. As well as additional parameters: direction of the maximum macroseismic effect, area of intensity zones, distance and azimuth to the extreme point where the earthquake was felt. The earthquake parameters were calculated using the attenuation formula of the macroseismic field with coefficients obtained by the R.Z. Burtiev for intermediate earthquakes of the Vrancea zone of the Carpathian region, separately in four azimuthal ranges. For crustal earthquakes, the general Blake-Shebalin macroseismic field equation was used. Despite possible errors associated with correct assessment of intensity at observation points, as well as the accuracy of the coefficients of the macroseismic field equation used for specific seismic events, it was possible to determine the type of each historical earthquake and obtain more accurate values of their parameters. The refined parameters of historical earthquakes will allow making more holistic picture of the seismic hazard in the Carpathian region.

Keywords earthquake parameters, macroseismic field, attenuation of intensity, Carpathian seismic region.

For citation Cardanets, V.Yu. (2020). [Determination of parameters of historical earthquakes based on macroseismic data]. *Rossiiskii seismologicheskii zhurnal* [Russian Journal of Seismology], 2(1), 62-75. (In Russ.). DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.1.06>

References

- Atanasiu, I. (1961). *Cutremurele de pământ din România* [Earthquakes of Romania]. București, Romania: Acad. RPR, 275 p. (In Rom.).
- Burtiev, R.Z. (2017). *Metodologiia otsenki seismicheskoi opasnosti na osnove veroiatnostnykh modelei seismichnosti*. Diss. dokt. fiz.-mat. nauk [Methodology for seismic hazard assessment based on probabilistic seismicity models. Dr. phys. and math. sci. diss.]. Kiev, Ukraine. (In Russ.).
- Cardanets, V.Yu. (2016). [Peculiarities of macroseismic manifestation of Carpathian earthquakes, depending on the mechanism and depth of the source]. *Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM* [Journal of the Institute of Geology and Seismology of the Academy of Sciences of Moldova], 2, 106-112. (In Russ.).
- Shebalin, N.V. (Ed.) (1974). *Catalogue of Earthquakes (of the Balkan Region), Part III: Atlas of Iseismal Maps*. UNDP/UNESCO Survey of the seismicity of the Balkan region. Skopje, 275 p.
- Drumea, A.V., & Shebalin, N.V. (1985). *Zemletriasenie: gde, kogda, pochemu?* [Earthquake: where, when, why?]. Chisinau, Moldova: Shtiintsa Publ., 169 p. (In Russ.).
- Drumea, A.V., Stepanenco, N.Ya., Simonova, N.A., Alekseev, I.V., & Cardanets, V.Yu. (2009). *Atlas kart intensivnosti zemletriasenii Moldovy (XVIII–XXI vv.)* [Atlas of intensity maps of Moldova earthquakes (XVIII–XXI centuries)]. Chisinau, Moldova, 170 p. (In Russ.).
- Eshanu, V.M., Skovitin, A.I., & Chekan, M.S. (1988). [Catalog of Carpathian earthquakes (macroseismic data)]. In *Otchet Moldavskoy opytno-metodicheskoy partii* [Report of the Moldavian Experimental Methodical Party]. Chisinau, Moldova, 1256 p. (In Russ.).
- Evseev, S.V. (1961). *Zemletriaseniia Ukrainy* [Earthquakes of Ukraine]. Kiev, Ukraine: AS UkrSSR Publ., 76 p. (In Russ.).
- Kronrod, T., Radulian, M., Panza, G., Popa, M., Paskaleva, I., Radovanovich, S., Gribovszki, K., Sandu, I., & Pekevski, L. (2013). Integrated transnational

macroseismic data set for the strongest earthquakes of Vrancea (Romania). *Tectonophysics*, 590, 1-23.

Novyi katalog sil'nykh zemletriasenii na territorii SSSR s drevneishikh vremen do 1975 g. [New catalog of strong earthquakes on the territory of the USSR from ancient times to 1975]. (1977). Moscow, Russia: Nauka Publ., 536 p. (In Russ.).

Medvedev, S.V., Shponhoyer, V., & Karnik, V. (1965). *Shkala seymicheskoy intensivnosti MSK-64* [MSK-64 seismic intensity scale]. Moscow, Russia: MGK Academy of Sciences USSR Publ., 11 p. (In Russ.).

Shebalin, N.V. (2003). [Quantitative macroseismic. Macroseismic problems]. In *Vychislitel'naia seismologiya*, vyp. 34 [Computational seismology, V. 34] (pp. 57-201). Moscow, Russia: Nauka Publ. (In Russ.).

Stepanenco, N.Ya., & Cardanets, V.Yu. (2016). [Comparison of regional definitions of focal mechanisms of Carpathian earthquakes with solutions of the centroid moment tensor]. *Uchenye zapiski Krymskogo federal'nogo*

universiteta imeni V.I. Vernadskogo. Geografiia, Geologiya [Scientific notes of the Crimean Federal University V.I. Vernadsky. Geography, Geology], 2(4), 220-248. (In Russ.).

Stepanenco, N.Ya., Drumea, A.V., & Simonova, N.A. (2006). [Strongest earthquakes of Carpathian region in XVIII–XX centuries]. *Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM* [Journal of the Institute of Geology and Seismology of the Academy of Sciences of Moldova], 1, 37-64. (In Russ.).

Stepanenco, N.Ya., Simonova, N.A., & Cardanets, V.Yu. (2011). [Macroseismic effect of crust earthquakes on the territory of Moldova.]. *Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM* [Journal of the Institute of Geology and Seismology of the Academy of Sciences of Moldova], 1, 31-50. (In Russ.).

Zemletriaseniia v SSSR za 1960–1994 gg. (1963-2000). [Earthquakes of USSR in 1960-1994]. Moscow, Russia: Nauka Publ. (In Russ.).

Information about author

Cardanets Vladlen Yur'evich, Doctoral Student, Researcher of the Institute of Geology and Seismology (IGS), Chisinau, the Republic of Moldova. E-mail: igs-seismolab@yandex.ru