

УДК 550.34.1

Мамыров Э.

*Институт сейсмологии НАН КР,  
г.Бишкек, Кыргызстан*

## СРАВНЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ И ТЕОРЕТИЧЕСКИХ МАГНИТУД ПО ОБЪЁМНЫМ ВОЛНАМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ ЗА 1977-1992 ГГ.

**Аннотация:** В статье выполнено сопоставление теоретических и экспериментальных магнитуд по объёмным волнам крупных землетрясений различных регионов Земного шара за 1977-1992 гг.

**Ключевые слова:** землетрясения, сейсмический момент, магнитуда по объёмным волнам, масштабы землетрясений.

## 1977-1992-жж. АР ТҮРДҮҮ АЙМАКТАРДЫН ЖЕР ТИТИРӨӨЛӨРҮНҮН КӨЛӨМДҮҮ ТОЛКУНДАРЫ БОЮНЧА ЭКСПЕРИМЕНТАЛДЫК ЖАНА ТЕОРЕТИКАЛЫК МАГНИТУДАЛАРДЫ САЛЫШТЫРУУ

**Кыскача мазмуну:** Макалада Жер шарынын ар түрдүү аймактарындагы 1977-1992-жж. болуп өткөн ири күчтүү жер титирөөлөрдүн көлөмдүү толкундары боюнча эксперименталдык жана теоретикалык магнитудаларды салыштыруу жасалган.

**Негизги сөздөр:** жер титирөөлөр, сейсмикалык учур, көлөмдүү толкундар боюнча магнитуда, жер титирөөлөрдүн масштабдары.

## COMPARISON OF THEORETICAL AND EXPERIMENTAL MAGNITUDES OF BODY WAVES OF EARTHQUAKES OF DIFFERENT REGIONS FOR PERIOD OF 1977-1992

**Abstract:** A comparison of theoretical and experimental body-wave magnitudes of large earthquakes of different regions for 1977-1992 was presented in the paper.

**Keywords:** earthquake, seismic moment, magnitude of body waves, scale of earthquakes.

### Введение

Магнитуда по объёмным волнам  $m_b$  является одним из важных параметров очага для количественной оценки масштабов коровых землетрясений.

Методы определения этой магнитуды по коротко- средне- длиннопериодным каналам ( $m_b$ ,  $m_b$ ), а также возможные ошибки, подробно рассмотрены в работах Аки и др. (1983), Антоновой и др. (1968), Бормана и др. (2012), Гусева и др. (1990), Kanamori (1977), Касахара (1985), Кондорской и др. (1974), Соловьева (1961), Хьюстона и др. (1986) и Утсу (2002) [1-12,17-20]. Кроме этого, эмпирические соотношения  $m_b$  с магнитудой  $M_s$ , моментной магнитудой  $M_w$  и с сейсмическим моментом  $M_0$  обобщены в работах Chen et al. (1989), Das et al. (2013), Selby et al. (2012), Scordilis (2006) [13-19].

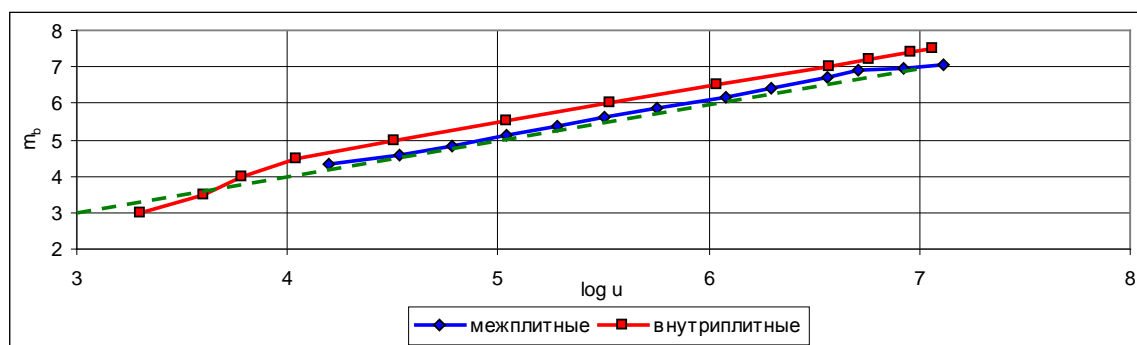
В связи с тем, что зависимости  $m_b$  с  $M_s$ ,  $M_w$  и  $M_0$  являются эмпирическими в работах [5-6] была введена модернизированная расчётная магнитуда по объёмным волнам  $m_{bm}$ , функционально взаимосвязанная с  $M_0$ , средним смещением по разлому  $u$ , угловым периодом Брюна [9]  $t_0$ , статическим сброшенным сейсмическим напряжением  $\Delta\sigma$  и модулем сдвига  $\mu$  ( $\mu = \rho \cdot v_s^2$ ,  $\rho$  – плотность,  $v_s$  – скорость S – волн). При рассмотрении глобальных и региональных изменений сейсмического режима коровых землетрясений с  $M_w \geq 5.0$  за 1976-2014 гг. по Global CMT Catalog было установлено, что величина  $\Delta\sigma$  периодически

меняется от 30-70 (1977-1992 гг.) до 100-200 бар (1976, 1992-2014 гг.) и влияет на параметры количественных соотношений  $m_b$  и  $m_{bm}$  с сейсмическим моментом [6]. В связи с этим в данной работе рассматриваются взаимосвязи  $m_b$  и  $m_{bm}$  коровых землетрясений по Global CMT Catalog за 1977-1992 гг. (июль), когда усреднённая величина  $\Delta\sigma$  составляла 30-70 бар, близкой к стандартной  $\Delta\sigma = 15 \cdot 10^{-4} \mu \approx 36$  бар [5]. Для количественных построений использованы параметры очага 1725 коровых землетрясений по Global CMT Catalog различных сейсмоактивных регионов земного шара в интервале  $16.0 < \log M_0 < 22.0$  ( $M_0$ , Н · м) или  $5.0 \leq M_w \leq 9.0$ . В качестве опорной шкалы оценки масштабов землетрясений принята шкала  $\log M_0$ .

### Основные эмпирические и теоретические количественные соотношения

Одним из важных экспериментальных данных, послуживших основой для поисков функциональных взаимосвязей магнитуды  $m_b$  с сейсмическим моментом и средним смещением по разлому  $u$ , послужили работы Nuttli [16-17] по количественным параметрам очага внутриплитных и межплитных землетрясений.

На рисунке 1. показана корреляционная зависимость  $m_b$  от  $\log u$  ( $u$  - в микронах), составленная по табличным данным Nuttli [16-17] для вышеуказанных типов землетрясений в интервале  $3.0 \leq m_b \leq 7.5$ . Из представленных данных следует, что для межплитных землетрясений значения  $\log u$  с высокой точностью соответствуют магнитуде  $m_b$ , а для внутриплитных землетрясений значения разности  $m_b - \log u$  составляют  $\sim 0.5$ , что соответствует точности определения магнитуды  $m_b$  (рисунок 1). Таким образом, первые результаты обобщений по сопоставлению значений  $m_b$  и  $\log u$  для внутриплитных и межплитных землетрясений позволяют предполагать о возможной функциональной взаимосвязи этих параметров.



**Рисунок 1.** Зависимость магнитуды  $m_b$  от десятичного логарифма среднего смещения по разлому  $\log u$  ( $u$  - в микронах) для межплитных и внутриплитных землетрясений по данным Nuttli (1983, 1985); пунктирной линией показана зависимость  $m_b = \log u$ .

По обобщениям Chen et al. [12] зависимость  $\log M_0 = \mathcal{A}_0$  и магнитудой  $m_b$  в интервале  $16.8 \leq \mathcal{A}_0 \leq 20.7$  ( $5.2 \leq m_b \leq 6.5$ ) выражается следующей эмпирической формулой:

$$\mathcal{A}_0 = 3 m_b + 1.20. \quad (1)$$

По [2] короткопериодная магнитуда по объёмным волнам  $m_{PV}$  (сенсор СКМ), используемая до сих пор сейсмологическими службами стран бывшего СССР и являющаяся аналогом  $m_b$ , находится в следующей статистической зависимости от  $M_w$  и  $\mathcal{A}_0$ :

$$m_{PV} = 2.86 + 0.525 M_w = 0.35 \mathcal{A}_0 - 0.33. \quad (2)$$

Взаимосвязь магнитуд  $m_b$  и  $m_{PV}$  можно выразить следующей формулой [15]:

$$m_b = 0.94 m_{PV} - 0.26. \quad (3)$$

Если в (3) коэффициент корреляции  $r$  между  $m_b$  и  $m_{PV}$  принять  $r \approx 1.0$ , то на основе (2) – (3) получим:

$$m_b = 0.33 \mathcal{A}_0 - 0.31 = 2.69 + 0.5 M_w. \quad (4)$$

В связи с «насыщением» магнитуды  $m_b$  для крупных землетрясений с  $M_w > 6.5$ , Houston и Kanamori [22] ввели пиковую магнитуду  $\hat{m}_b$ , зависимость которой от  $M_w$  выражается соотношением:

$$\hat{m}_b = 2.70 + 0.53 M_w, \quad (5)$$

Значение  $\hat{m}_b$  определяется по формуле [22]:

$$\hat{m}_b = \log (A_g/T) + Q (h, \Delta), \quad (6)$$

где  $Q (h, \Delta)$  - калибровочная функция эпицентрального расстояния  $\Delta$  и глубины очага  $h$ ;  $A_g$  – истинная амплитуда максимального смещения грунта (в микронах) с периодом  $T$ , в секундах.

Величина  $A_g$  рассчитывается по истинной амплитуде  $A$  колебаний Р-волн, выбранных из волновых форм. При  $T = \text{const} = 1$  с или для малых изменений  $\log T$  (от 0 до 0.3), в соответствии с формулой [14]:

$$M_w = (2/3) \mathcal{A}_0 - 6.07 \quad (7)$$

и с (5) – (6) истинная амплитуда колебаний грунта  $A_g$  является функцией сейсмического момента [22]:

$$A_g \sim f (M_0^{0.35}). \quad (8)$$

В соответствии с (5) – (7) чем больше  $M_w$  и  $M_0$  тем больше  $A_g$ ,  $\hat{m}_b \sim f(A_g)$  и  $\hat{m}_b \sim f(M_0^{0.35})$ . Вместе с тем величина  $M_0$  функционально взаимосвязана со средним смещением по разлому  $u$ , площадью разрыва  $S$  радиуса  $r_0$ , статистическим сброшенным сейсмическим напряжением  $\Delta\sigma$  и модулем сдвига  $\mu$  следующими выражениями [3,9,12,14]:

$$M_0 = \mu * u * S, \quad (9)$$

$$M_0 = 16/7 \Delta\sigma * r_0^3, \quad (10)$$

$$E_{SK} = (\Delta\sigma/2\mu)*M_0, \quad (11)$$

где  $M_0$  - в Н · м;  $\mu$  - Па;  $u$  - м;  $S$  - м<sup>2</sup>;  $r_0$  - м;  $\Delta\sigma$  - Па;  $E_{SK}$  сейсмическая энергия - Дж.

Поскольку максимальные амплитуды сейсмических колебаний грунта  $A_g$  вызваны смещениями по разлому при определённых величинах  $\Delta\sigma$ , то соотношения (5) – (10) позволяют предполагать, что магнитуды по объёмным волнам ( $m_b, \hat{m}_b, m_{PV}$ ) функционально взаимосвязаны с величиной  $u$ . Действительно, обобщения Chen et al. (1989) показали наличие следующих эмпирических формул ( $6.4 \leq M_s \leq 7.8$ ):

$$\mathcal{A}_0 = 9.0 + 1.5 M_s, \quad (12)$$

$$\log u = 0.5 M_s - 1.34, \quad (13)$$

где  $u$  - см;  $M_0$  - Н · м.

Если в (13) величину  $u$  выразить в микронах, то получим  $\log u = 0.5 M_s + 2.66$ , а из (12):  $M_s = 2/3 \log M_0 - 6.0$ . Подстановка этого значения  $M_s$  в (13) приводит к выражению:

$$\log u = 0.33 \mathcal{A}_0 - 0.44 = 2.59 + 0.50 M_w, \quad (14)$$

которое с высокой точностью совпадает с формулой:

$$m_b = (1/3) \mathcal{A}_0 - 0.40, \quad (15)$$

полученной из (1) при условии, что коэффициент корреляции  $r$  между  $\mathcal{A}_0$  и  $m_b$  близок к 1.0 или  $r \approx 1.0$ .

Если в (15)  $\mathcal{A}_0$  заменить на  $M_w$  по (7), то получим:

$$m_b = 2.63 + 0.50 M_w, \quad (16)$$

которое с высокой точностью совпадает с эмпирическими обобщениями (4) – (5) и (14).

Таким образом, важные экспериментальные обобщения доказывают, что для крупных землетрясений истинная величина максимальной амплитуды колебаний  $A_g$  пропорциональна  $M_0^{0.33 - 0.35}$ , а величина десятичного логарифма среднего смещения по

разлому, выраженная в микронах, соответствует магнитуде по объёмным волнам  $m_b$  ( $\hat{m}_b$ ,  $m_{PV}$ ), которая также пропорциональна  $\mathcal{A}_0 = \log M_0$ .

Вышеприведённые далеко не полные эмпирические обобщения и функциональная связь среднего смещения по разлому  $u$  с сейсмическим моментом по (9) послужили основой дальнейших построений.

### Обоснование взаимосвязи магнитуд $m_b$ и $m_{bm}$ . Обсуждение полученных результатов

Опираясь на первоначальное определение Рихтера (1935) понятия магнитуды, по которой магнитуда землетрясений пропорциональна десятичному логарифму максимальной амплитуды сейсмических колебаний, выраженной в микронах, была введена модернизированная магнитуда по объёмным волнам  $m_{bm}$  – эквивалент  $m_b$ ,  $\hat{m}_b$ ,  $m_{PV}$  [4-6]. С учётом удвоения максимальной амплитуды сейсмических колебаний  $b_m$  на поверхности Земли в ближней зоне значение  $m_{bm}$  равно:

$$m_{bm} = \log b_m + 6.3 = \log u + 6.0. \quad (17)$$

При  $S = \pi r_0^2$  в (9) и  $r_0 = (2.34/2\pi) v_s \cdot t_0$  по Брюну (1970, 1971;  $t_0$  = угловой период, с) на основе (9) – (11) значение  $m_{bm}$  можно определить из формулы ( $\rho = 2830 \text{ кг/м}^3$ ,  $v_s = 3600 \text{ м/с}$ ):

$$m_{bm} = \mathcal{A}_0 - 2 \log t_0 - 11.30 = (1/3) \mathcal{A}_0 + (2/3) \log \Delta\sigma - 4.80. \quad (18)$$

Для крупных землетрясений по Канамори (1977) отношение  $E_{SK}/M_0 = 5 \cdot 10^{-5} = \text{const}$  и для принятых усредненных величинах  $\rho$  и  $v_s$  стандартная величина  $\Delta\sigma$  по (11) равна 3.67 МПа. В связи с этим выражение (18) переходит к простому соотношению:

$$m_{bm} = (1/3) \mathcal{A}_0 - 0.42 = 2.61 + 0.5 M_w, \quad (19)$$

которое с высокой точностью соответствует важным эмпирическим формулам (1), (4), (5), (14) и (16) с учётом возможных ошибок при определении значений  $m_b$ ,  $m_{PV}$  и  $\hat{m}_b$  для крупных коровых землетрясений.

Для доказательства функциональной связи  $m_b$  и  $m_{bm}$  с  $M_0$  и  $E_{SK}$ , а также справедливости выражений (1), (4) – (6), (14) – (18), нами были рассмотрены инструментальные данные [23] по землетрясениям Южной Калифорнии за 1933 – 1971 гг., в которых приводится также энергия сейсмических волн  $E_{GR}$  (Дж) по Гутенбергу-Рихтеру [13], рассчитываемая по классической формуле:

$$E_{GR} = 3\pi^3 \cdot h^2 \cdot v_s \cdot \rho \cdot t_0 (a_0/T_0)^2, \quad (20)$$

где  $h$  – глубина очага,  $h = 16000 \text{ м}$ ;  $a_0$  – максимальная амплитуда колебаний, в м;  $T_0$  – период колебаний, с;  $t_0$  – длительность колебаний с максимальной амплитудой, в с;  $v_s = 3400 \text{ м/с}$ ;  $\rho = 2700 \text{ кг/м}^3$ .

Сопоставление  $E_{GR}$  с расчётными  $E_{SK}$  по (11) для 138 землетрясений Южной Калифорнии в интервале  $13.0 \leq \mathcal{A}_0 \leq 19.0$  показало, что величины  $E_{GR}$  и  $E_{SK}$  близки между собой, т.е.  $\log E_{GR} = K_{GR} \approx \log E_{SK} = K_{SK}$  [4-6].

Такой вывод позволяет определить функциональную связь  $(a_0/T_0)$  с величинами  $m_b$ ,  $u$ ,  $M_0$ . На основе (9) – (11), (17) – (18) и (20). При  $E_{SK} = E_{GR}$  после несложных преобразований можно получить следующее выражение:

$$a_0/T_0 = \left( \frac{3.22}{3\pi^3} \right)^{1/2} \frac{v_s \cdot b_m}{h} = 3.96 \cdot 10^{-2} b_m, \quad \text{м/с}. \quad (21)$$

Замена  $\log b_m$  на  $m_{bm} - 6.3$  в (21) в соответствии с (17) приводит к следующему соотношению:

$$m_{bm} = \log (a_0/T_0) + 7.70 = \log u + 6.0, \quad (22)$$

в которой свободные члены 7.70 и 6.00 по аналогии с (6) подобны величине калибровочной функции при минимальных значениях  $\Delta < 20^\circ$  для ближней зоны коровых землетрясений, т.е. приведённых к очагу землетрясения.

Для указанных землетрясений Южной Калифорнии было доказано, что с ростом  $\mathcal{A}_0$  от 13.0 до 19.0 расчетная величина  $\log \Delta\sigma$  возрастает от 5.37 до 6.87 (от 2.34 до 74.13 бар), а максимальные амплитуды колебаний грунта  $A_g$  равны [6]:

$$\log A_g = 1.13 \log b_m - 1.82 = 0.56 \mathcal{A}_0 - 12.66, \quad (23)$$

т.е. величина  $A_g$  при резком увеличении  $\Delta\sigma$  пропорциональна  $M_0^{0.56}$ .

Для крупных землетрясений, для которых величина  $\Delta\sigma$  является постоянной и равной 3.67 МПа, значение  $m_{bm}$  по (18) и (22) будет равно:

$$m_{bm} = 0.33 \mathcal{A}_0 - 0.43 = \log(a_0/T_0) + 7.70, \quad (24)$$

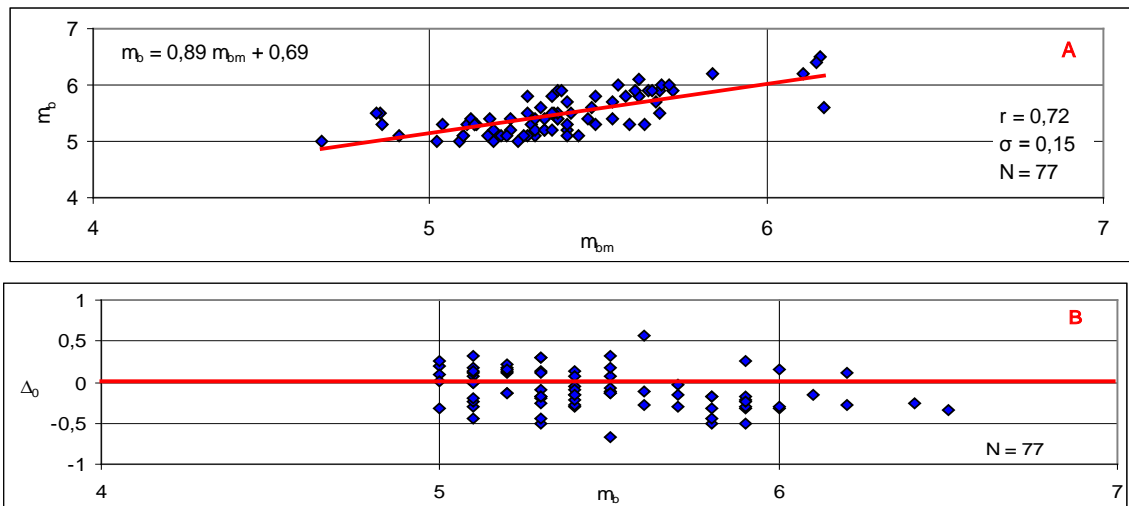
откуда зависимость  $\log a_0 = \log A_g$  от  $\mathcal{A}_0$  и  $\log T_0$  можно выразить формулой:

$$\log a_0 = \log A_g = 0.33 \mathcal{A}_0 + \log T_0 - 8.13 \quad (25)$$

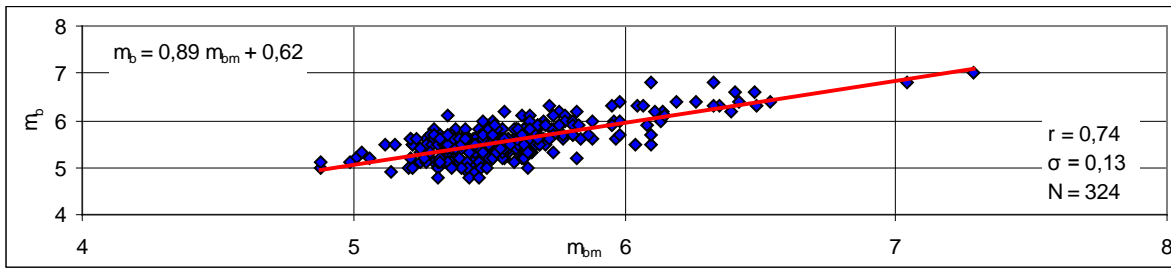
В соответствии с (25) при  $T_0 \approx 1$  с величина максимальной амплитуды грунта  $A_g$  для крупных землетрясений по (25) будет пропорциональна  $M_0^{0.33}$ , а при росте  $T_0$  от 1.20 до 2.19 с в интервале  $6.0 \leq M_w \leq 9.0$ , как было показано в работе [22], значение  $A_g$  пропорционально  $M_0^{0.37}$ . Следовательно, с учётом (6) - (8) предлагаемые соотношения (17) - (25) между  $m_b$  и  $M_0$  при  $m_b = m_{bm} = \hat{m}_b$  имеют удовлетворительное физическое обоснование.

На рисунке 2. показано соотношение магнитуд  $m_b$  и  $m_{bm}$  для землетрясений Тянь-Шаня за 1977-1992 гг. (июль). Из рисунка 2А следует, что в пределах точности определения магнитуды  $m_b$  ( $\pm 0.5$ ) значения  $m_b$  хорошо совпадают с  $m_{bm}$ . Эти выводы подтверждаются изменениями разности  $\Delta_0 = m_{bm} - m_b$  в диапазоне  $5.0 < m_b \leq 6.5$  (рисунок 2А-В).

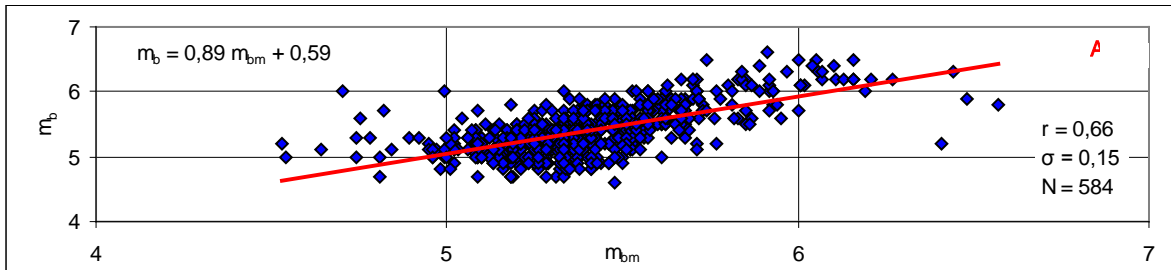
Вышеуказанные сопоставления магнитуд  $m_b$  и  $m_{bm}$  для крупных землетрясений земного шара за 1977 г. в интервале  $4.8 \leq m_b \leq 7.2$  практически полностью соответствуют зависимости  $m_b$  и  $m_{bm}$  для коровых землетрясений Тянь-Шаня (рисунки 2-3). Аналогичная закономерность характерна для коровых землетрясений Земного шара за 1991 г. (август) - 1992 г. (июль), для которых величина сброшенного статического напряжения  $\Delta\sigma$  не превышает 40 бар (рисунок 4). Приведённые взаимосвязи магнитуд  $m_b$  и  $m_{bm}$  подтверждаются многочисленными инструментальными данными для землетрясений за 1977-1992 гг. (июль) Курильских островов и Японии ( $\varphi = 34^\circ + 56^\circ$ ,  $\lambda = 130^\circ + 161^\circ$ ), Филиппинских островов ( $\varphi = 5^\circ + 20^\circ$ ,  $\lambda = 120^\circ + 130^\circ$ ), Соломоновых островов ( $\varphi = -23^\circ + 0^\circ$ ,  $\lambda = 147^\circ + 167^\circ$ ) и Южной Америки ( $\varphi = -40^\circ + 0^\circ$ ,  $\lambda = -85^\circ - 65^\circ$ ), которые приведены на рисунках 5-8.



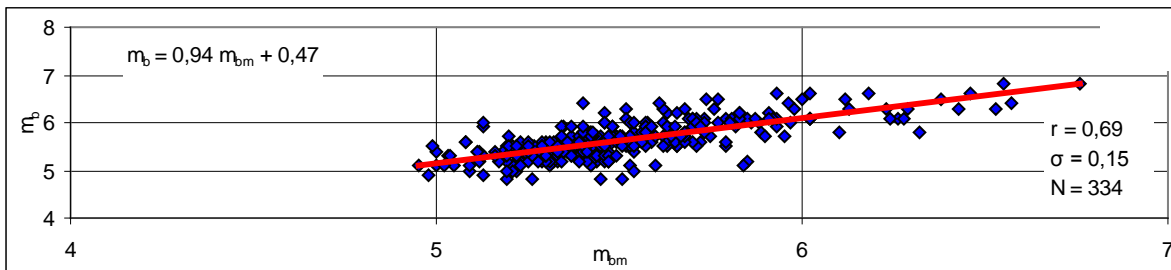
**Рисунок 2.** А – зависимость  $m_b$  от  $m_{bm}$  для землетрясений Тянь-Шаня за 1977 - 1992 гг. (июль); В – изменения разности  $\Delta_0 = m_{bm} - m_b$  в различных интервалах  $m_b$ ; N – число данных, r – коэффициент корреляции,  $\sigma$  – среднеквадратичное отклонение.



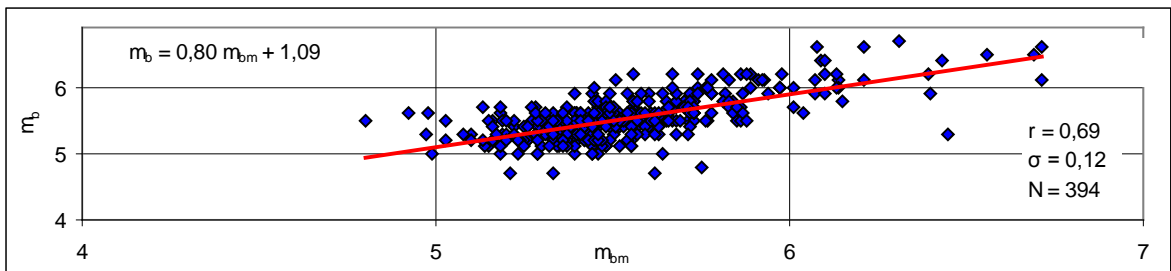
**Рисунок 3.** Зависимость  $m_b$  от  $m_{bm}$  для землетрясений Земного шара за 1977 г.



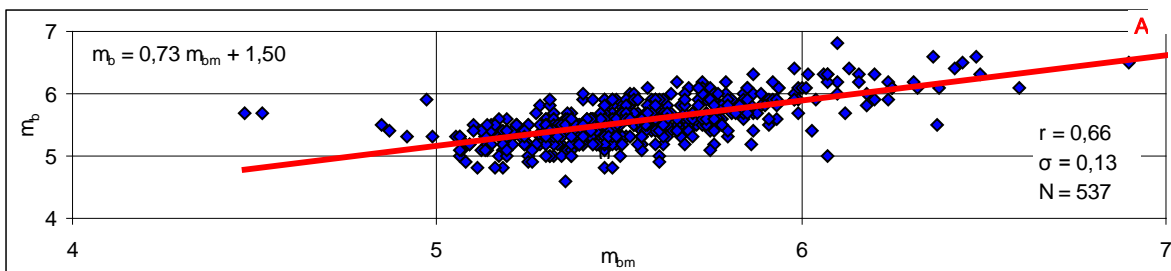
**Рисунок 4.** Зависимость  $m_b$  от  $m_{bm}$  для землетрясений Земного шара за 1991 г. (август) - 1992 г. (июль).



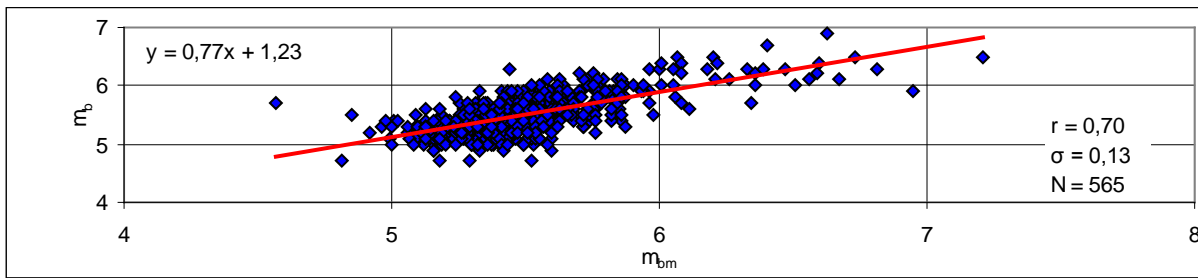
**Рисунок 5.** Зависимость  $m_b$  от  $m_{bm}$  для землетрясений Курильских островов и Японии за 1977 - 1992 гг. (июль).



**Рисунок 6.** Зависимость  $m_b$  от  $m_{bm}$  для землетрясений района Филиппинских островов за 1977 - 1992 гг. (июль).



**Рисунок 7.** Зависимость  $m_b$  от  $m_{bm}$  для землетрясений района Соломоновых островов за 1977 - 1992 гг. (июль).



**Рисунок 8.** Зависимость  $m_b$  от  $m_{bm}$  для землетрясений Южной Америки за 1977 - 1992 гг. (июль).

Таким образом, сопоставление инструментальных данных по магнитуде объёмных волн  $m_b$  для землетрясений различных регионов Земного шара показывают, что значения  $m_b$  соответствуют теоретическим величинам  $m_{bm}$  при стандартных величинах  $\Delta\sigma$ .

### Выводы

1. В соответствии с первоначальным определением Рихтера (1935) понятия магнитуды землетрясений магнитуда по объёмным волнам  $m_b$  соответствует среднему смещению по разлому  $u$ , выраженному в микронах.
2. Величина максимальной амплитуды колебаний грунта при землетрясении прямопропорциональна значениям сейсмического момента.
3. Полученные результаты исследований позволяют теоретически обосновать многочисленные эмпирические соотношения между магнитудой по объёмным волнам с сейсмическим моментом и энергией сейсмических волн.

### Литература

1. Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. Москва: Наука, 1968, 285 с.
2. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология, 1990, №6, с.55-63.
3. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985, 264 с.
4. Мамыров Э. Параметры сейсмогенных разрывов и магнитуда коровых землетрясений // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии, т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007, с.12-16.
5. Мамыров Э. Землетрясения Тянь-Шаня: магнитуда, сейсмический момент и энергетический класс. Бишкек: Инсанат, 2012, 234 с.
6. Мамыров Э. Управляющие параметры соотношений магнитуда – сейсмический момент – сейсмическая энергия коровых землетрясений. Бишкек: Илим, 2014, 97 с.
7. Соловьев С.Л. Магнитуда землетрясений // Землетрясения в СССР. Москва: Наука, 1961, с.83-102.
8. Aki K., Richards P.A. Quantitative Seismology. Theory and Methods, 1983, p. 880.
9. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J.Geophys.Res., v. 75, 1970, pp.4997-5009. Correction in J.Geophys.Res., v. 76, 1971, p.5002.
10. Bormann P., Dewey J.W. The new IASPEI standards for determining magnitudes from digital data and their relation to classical magnitudes. March 2012: DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2 IS 3.3. 44 p.

11. Das R., H.R. Wason, M.L. Sharma. General Orthogonal Regression Relation between Body-Wave and Moment Magnitudes. *Seismological Research Letters*, 2013, v. 84, №2, p. 219-224.
12. Chen P., Chen H. Scaling Law and its applications to earthquake statistical relations // *Tectonophysics*, 1989, v. 166, pp. 53-72.
13. Gutenberg B. C.F.Richter. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v.46, 1956, pp.105-145.
14. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // *Journal of Geophysical Research*. – 1977. – V. 82, № 20. – P. 2981-2987.
15. Kondorskaya N.V., Zakharova A.I., Chepkunas L.S. The Quantitative Characteristics of Earthquake Sources as Determinated in the Seismological Practice of the U.S.S.R. *Tectonophysics*, v. 166, 1989, pp. 45-52.13. Nuttli O. W. Average seismic source-parameters relation for mid-plate earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. America*, 1983, 73, pp. 519-535.
16. Nuttli O.W. Average seismic source-parameters relation for plate-margin earthquakes // *Tectonophysics*, 1985, 118, pp. 161-174.
17. Nuttli O. W. Average seismic source-parameters relation for mid-plate earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. America*, 1983, 73, 519-535.
18. Richter C.F. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v.25, 1935, pp.1-32.
19. Selby N.D., P.D. Marchall, D. Bowers.  $m_b$ :  $M_S$  Event Screening Revisited. *Bull. Seismol. Soc. America*, 2012, v. 102, № 1, p. 88-97.
20. Scordilis E.M. Empirical global relations converting  $M_S$  and  $m_b$  to moment magnitude, *J. Seismology*, 2006, 10, 225-236.
21. Utsu T. Relationships between magnitude scales, *International Handbook of earthquake and Engineering Seismology*, part. A. Academic Press, 2002, 733-746.
22. Houston H., and Kanamori H. Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.*,76, 1986, 19-42.
23. Thatcher W., Hahks C. source parameters of Southern California earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 78, 1973, .8547-8575.

*Рецензент: доктор, ф.-м.-н. Погребной В.Н.*