

*Мамыров Э.*

**КҮЧТҮҮ ЖЕР ТИТИРӨӨЛӨРДҮН  $m_b$  ЖАНА  $M_w$  МАГНИТУДАЛАРДЫН  
БАЙЛАНЫШЫ ЖӨНҮНДӨ ЖАҢЫ МААЛЫМАТТАР**

*Мамыров Э.*

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ВЗАИМОСВЯЗИ МАГНИТУД  $m_b$  И  $M_w$   
КРУПНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

*E. Mamyrov*

**NEW DATA ON THE RELATIONSHIP OF THE  $m_b$  AND  $M_w$   
MAGNITUDES FOR STRONG EARTHQUAKES**

УДК: 550.34.0

*Теоретикалык негиздөөлөрдүн жана инструменталдык маалыматтарды колдонун күчтүү жер титирөөлөрдүн моменттик магнитудасы  $M_w$  менен  $m_b$  магнитудасы эмпирикалык байланыштары төмөнкү формула менен көрсөтүү болот:  $m_b = 0.50 M_w + 0.90 + k$ . Регионалдык сейсмикалык режимдин жана күчтүү жер титирөөлөрдүн өзгөрүштөрүн  $k$  параметри далилдейт.*

**Негизги сөздөр:** магнитуда, амплитуда, магнитуд шкаласы, энергия.

*На основе теоретических построений и инструментальных данных доказано, что эмпирические зависимости магнитуды  $m_b$  от моментной магнитуды  $M_w$  крупных землетрясений могут выражены формулой:  $m_b = 0.50M_w + 0.90 + k$ . Параметр  $k$  отражает региональные особенности сейсмического режима сейсмоактивных регионов и увеличение масштабов крупных землетрясений.*

**Ключевые слова:** магнитуда, амплитуда, магнитудная шкала, сейсмическое излучение, энергия.

*On the basis of theoretical investigations and instrumental data the empirical dependence of the  $m_b$  magnitude on the moment magnitude  $M_w$  for strong earthquakes, expressed by the formula:  $m_b = 0.50 M_w + 0.90 + k$ , was proved. The parameter  $k$  represents the regional characteristics of the seismic regime of seismically active regions and some magnifications of strong earthquakes.*

**Key words:** magnitude, amplitude, magnitudny scale, seismic radiation energy.

**Введение**

Магнитуда по объемным волнам  $m_b$  ( $m_{p,v}$ ) является одним из важных параметров очага коровых землетрясений. Методы определения  $m_b$  по коротко-средне-длиннопериодным каналам ( $m_b$ ,  $m_B$ ), точность расчетов и эмпирические зависимости  $m_b$  с телесейсмической магнитудой поверхностных волн  $M_s$ , моментной магнитудой  $M_w$  и с сейсмическим моментом  $M_0$  обобщены в работах [Аки и др., 1983; Антонова и др., 1968; Гусев и др., 1990; Запольский и др., 1974; Касахара, 1985; Кондорская и др., 1974; Ризниченко, 1974; Соловьев, 1961; Vorman et al., 2012; Chen et al., 1989; Das et al., 2013; Gutenberg et

al., 1956; Houston et al., 1986; Scordilis, 2006; Utsu, 2002].

В связи с тем, что магнитудная шкала является условной и у магнитуды отсутствует функциональная связь с какой-либо объективной физической характеристикой очага землетрясения [Ризниченко, 1974], то в данной работе сделана первая попытка обоснования взаимосвязи  $m_b$  с модернизированной магнитудой по объемным волнам  $m_{bm}$ , функциональной зависимой от  $M_0$ , среднего смещения по разлому  $\mu$ , «углового» периода  $t_0$  по Брюну (1970) и модуля сдвига  $\mu$  ( $\mu = \rho \cdot V_s^2$ ;  $\rho$  – плотность,  $V_s$  – скорость распространения поперечных волн). Для подтверждения предполагаемых количественных построений использованы инструментальные данные по  $m_b$ ,  $M_s$  и  $M_w$  из глобального СМТ каталога для 9900 землетрясений различных сейсмоактивных регионов за 1977-2013 гг. В качестве опорной шкалы принята шкала  $M_w$ .

**Основные экспериментальные данные**

Основой для дальнейших построений следующие эмпирические обобщения. Для землетрясений Южной Калифорнии Гутенберг и Рихтер получили следующее важное эмпирическое соотношение [Касахара, 1985]:

$$m_b = \lg(a_0/T_0) + 2.3 = \lg(a_0/T_0) + \lg d = \lg(a_0/T_0) + k, \quad (1)$$

где  $a_0$  – максимальная амплитуда колебаний объемных волн (P, PP, SH), в микронах;  $T_0$  – период этой волны, с;  $d$  – эмпирическая постоянная,  $d = 200$ ;  $k$  – интегральный параметр,  $k = \lg d$ .

Для дальнейшего изложения важно подчеркнуть, что значение  $m_b$  по (1) приведено к очаговой зоне и исключает влияние эпицентрального расстояния  $\Delta$  и глубины очага  $h$ , а магнитуда  $m_b$  равна десятичному логарифму произведения постоянной  $d$  и отношения  $a_0 / T_0$ , которое пропорционально амплитуде скорости колебаний, выраженной в  $10^{-6}$  м/с. Формула (1) редко используется при практических расчетах  $m_b$ , но является важной составляющей

в системе количественных соотношений Гутенберга и Рихтера по взаимосвязи  $m_b$  с  $t_0$ ,  $M_S$  и энергией сейсмического излучения  $E_{GR}$  [Gutenberg et al., 1956; Kanamori 1977].

Другим важным обобщением являются данные Nuttli (1983, 1985) по взаимосвязи усредненных значений  $m_b$  и  $\lg u$  с  $M_W$  и  $M_0$  для внутриплитных и межплитных землетрясений, на основе которых построены корреляционные зависимости  $m_b$  от  $\lg u$  ( $10^{-6}$  м), представленные на рисунке 1.

Из приведенных данных следует, что в пределах точности определения магнитуды  $m_b$  ( $\pm 0.5$ ) и  $\lg u$  можно принять:  $m_b = \lg u$ . Анализ опубликованных материалов по взаимосвязи  $m_b$  и  $\lg u$  с  $M_W$  и  $M_0$  для крупных землетрясений с  $M_W \geq 5.0$  во многих случаях совпадают между собой [Гусев и др. 1990, Касахара, 1985; Chen et al., 1989].

**Обоснование взаимосвязи  $m_{bm}$  с  $m_b$ ,  $M_W$  и  $M_0$**

Для решения поставленной задачи использованы наиболее простые формулы позволяющие определить энергию сейсмических волн: по Гутенбергу и Рихтеру  $E_{GR}$  (1956):

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

и по Kanamori (1977):

$$E_{SK} = (\Delta\sigma / \mu) M_0, \quad (3)$$

где  $E_{GR}$  и  $E_{SK}$  сейсмическая энергия, в Дж;  $\Delta\sigma$  – статическое сброшенное сейсмическое напряжение, Па;  $h$  – глубина очага землетрясений Южной Калифорнии,  $h = 16000$  м;  $t_0$  в (2) принято равной «угловому» периоду Брюна [Мамыров, 2012,2013]. Другие методы определения энергии сейсмических волн отражены в работах [Максимов, 1996; Сторчеус, 2011; Auderson, 1997].

На рисунке 2 показана корреляционная зависимость  $K_{SK} = \lg E_{SK}$  от  $K_{GR} = \lg E_{GR}$  в интервале  $7.0 \leq K_{GR} \leq 15.0$  для землетрясений Южной Калифорнии. Величины  $E_{GR}$ ,  $M_0$ ,  $\Delta\sigma$  заимствованы из работы Thatcher et al. (1973), значения  $E_{SK}$  рассчитаны по (3) при  $\rho = 2700$  кг/м<sup>3</sup>,  $V_S = 3400$  м/с.

Представленные данные показывают, что в пределах точности определения величин  $E_{GR}$  и  $E_{SK}$  можно принять:  $E_{GR} \approx E_{SK}$  (рис. 2). Эти результаты позволяют по (1) - (3) определить взаимосвязь  $a_0 / T_0$  с  $M_0$ ,  $u$ ,  $t_0$  и  $\Delta\sigma$ .

Величина  $M_0$  взаимосвязана с  $\mu$ ,  $u$  и площадью разрыва  $S$  [Касахара, 1985]:

$$M_0 = \mu \cdot u \cdot S. \quad (4)$$

Зависимость  $M_0$  от  $\Delta\sigma$  и радиуса очага  $r_0$  выражается формулой [Brune, 1970]:

$$M_0 = (16/7) \Delta\sigma \cdot r_0^3, \quad (5)$$

где радиус очага  $r_0$  равен:

$$r_0 = (2.34 / 2\pi) \cdot V_S \cdot t_0. \quad (6)$$

После радикального упрощения сложного физического процесса в сейсмическом источнике можно предположить, что объем очага колеблется с периодом  $t_0$  с максимальной амплитудой  $b_m = 0.5u$ , тогда на основе (3) - (6) можно записать [Мамыров, 2012]:

$$E_{SK} = 3.2 \cdot \rho \cdot V_S^3 \cdot t_0 \cdot b_m^2. \quad (7)$$

При  $E_{GR} = E_{SK}$  и  $m_{bm} = \lg u + 6.0 = \lg b_m + 6.3$  на основе (2) и (7) получим:

$$\left. \begin{aligned} a_0/T_0 &= (3.2 / 3\pi^3)^{0.5} (V_S \cdot b_m) / h = 3.96 \cdot 10^{-2} b_m, \text{ м/с} \\ \lg(a_0/T_0) &= \lg u - 1.70 = m_{bm} - 1.70. \end{aligned} \right\} (8)$$

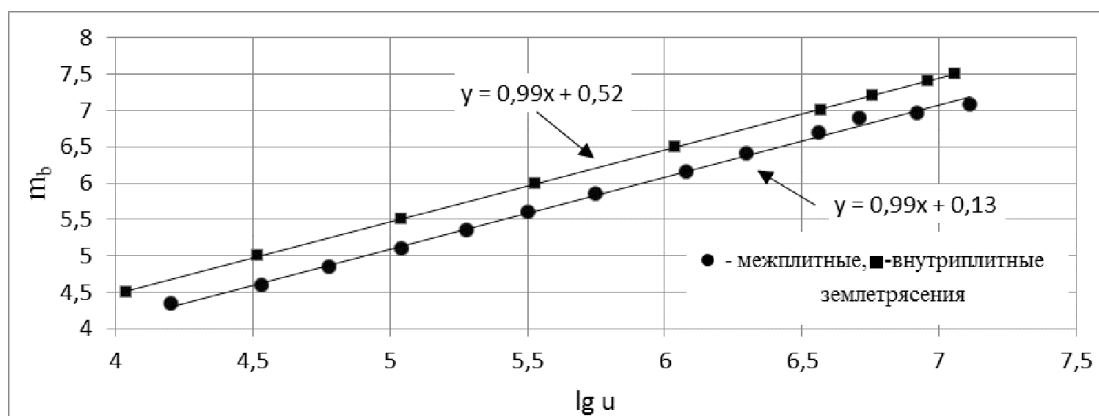


Рис. 1. Зависимость магнитуды  $m_b$  от  $\lg u$  ( $u$  – среднее смещение по разлому, в микронах) для межплитных и внутриплитных землетрясений по данным Nuttli (1983,1985).

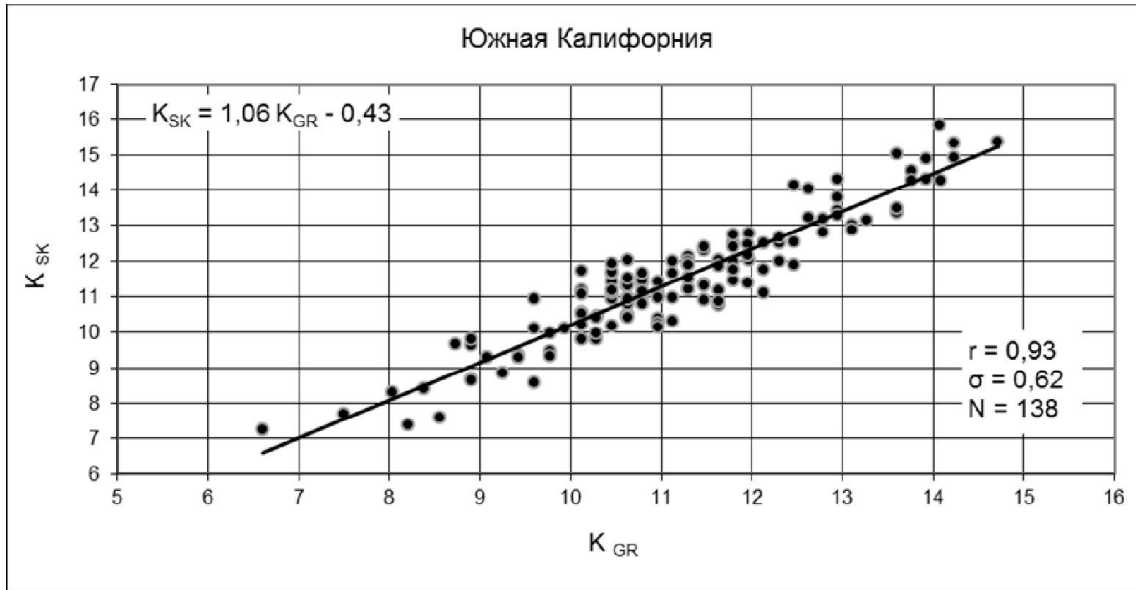


Рис. 2. Корреляционная зависимость  $K_{SK}$  от  $K_{GR}$  для землетрясений Южной Калифорнии по данным Thatcher et al. (1973).

Из (8) следует, что между  $m_{bm}$  и  $\lg(a_0/T_0)$  существует функциональная зависимость, подобная эмпирическому выражению (1), а величина  $k$  - интегральной постоянной, взаимосвязанного со средним смещением по разлому, составляет:  $k = 1.70$ .

Значения  $m_{bm}$  на основе (3) - (6) рассчитывается по формуле [Мамыров, 2012]:

$$m_{bm} = c_1 + A_0 - 2 \lg t_0 = \frac{1}{3} A_0 + \frac{2}{3} \lg \Delta\sigma - 4.80 = 0.5 M_W + \frac{2}{3} \lg \Delta\sigma - 1.77, \quad (9)$$

где  $c_1 = \lg [2\pi (2.34)^{-2} \cdot \mu^{-1} \cdot V_S] + 6.3$ ;  $A_0 = \lg M_0$ ,  $A_0 = 1.5 M_W + 9.1$ ;  $M_0$ , в Н · м;  $\rho = 2830 \text{ кг/м}^3$ ,  $V_S = 3800 \text{ м/с}$ .

Соотношения (9) показывают влияние упругих свойств геофизической среды,  $M_0$  и  $\Delta\sigma$  на величину  $m_{bm}$ , эквивалентной магнитуде  $m_b$  ( $m_{pv}$ ). Влияние роста  $\Delta\sigma$  с увеличением масштабов землетрясений ( $A_0$ ,  $M_W$ ) на изменения  $m_{bm}$  было показано в работе [Мамыров, 2012]: В частном случае при стандартном отношении

$E_{SK} / M_0 = 5 \cdot 10^{-5} = \text{const} = \Delta\sigma/2\mu$  [Kanamori 1977] и  $\lg \Delta\sigma = 6.56 = \text{const}$  теоретическое выражение (9) переходит к простой формуле:

$$m_{bm} = 0.33 A_0 - 0.43 = 2.60 + 0.50 M_W, \quad (10)$$

по которой определяется стандартное значение  $m_{bm}$ .

Учитывая, что магнитуда  $M_W$  является эквивалентом  $M_S$ , то формула (10) с высокой точностью совпадает с зависимостью  $m_b$  от  $M_S$ , приведенных в работах [Гусев и др., 1990; Касахара, 1985; Chen et al., 1989; Nuttli 1983, 1985; Utsu, 2002] для крупных землетрясений с  $m_b \geq 5.0$ .

**Выражение (10) близко совпадает с уточненной магнитудой по объемным волнам  $\hat{m}_b$** , рассчитанной по истинному максимуму амплитуды сейсмических колебаний [Houston, Kanamori 1986]:

$$m_b = 2.70 + 0.53 M_W, \quad (11)$$

а также с магнитудой  $m_{pv}$  [Гусев и др., 1990; прибор СКМ]:

$$m_{pv} = 2.86 + 0.525 M_W. \quad (12)$$

Равенство магнитуд  $\hat{m}_b$  и  $m_{bm}$  для крупных землетрясений земного шара было доказано в работе [Мамугов, 2013].

Таким образом, в пределах точности определения  $m_b$  теоретические предположения по (8) – (10) являются вполне оправданными.

**Изменения параметра  $k$  в интервале  $5.0 \leq M_W \leq 8.0$**

Выше было доказано для стандартных величин  $\lg \Delta\sigma \approx 6.56$  и усредненных упругих параметров земной коры ( $\rho = 2830 \text{ кг/м}^3$ ,  $V_S = 3800 \text{ м/с}$ ) значения  $m_{bm}$  удовлетворительно совпадают с  $m_b$ . В связи с этим на основе (8) и (10) стандартное значение  $k$  при  $m_b = m_{bm}$  будет равно:

$$k = m_b - \lg(a_0/T_0) = m_b - 0.50 M_W - 0.90. \quad (13)$$

На рисунке 3 представлены изменения  $k$ , рассчитанные по (13), с ростом  $M_w$  для землетрясений разных регионов за 1977- 1992 (июль) гг. (рис.3). Из приведенных данных следует, что для землетрясений Тянь-Шаня, Курильских островов и Японии, Аляски и Южной Америки усредненные величины  $k$  в интервале  $5.0 \leq M_w \leq 8.0$  медленно возрастают от 1.67 до 2.0, за исключением для землетрясений о. Суматра, для которых отмечается тенденция снижения  $k$  от 1.81 до 1.75 (рис. 4). При этом в интервале  $M_w \approx 5.70 - 5.80$ , усредненные величины  $k$  близки к теоретическому  $k = 1.70$  по (8).

Изменения коэффициента  $k$  с ростом  $M_w$  для землетрясений с высокими величинами  $\Delta\sigma$  показаны на рисунке 4.

По приведенным данным четко отмечается резкий рост от 1.65 до 2.5 в интервале  $5.0 \leq M_w \leq 9.0$  (рис. 4), при этом в интервале  $M_w = 5.60 - 5.70$  усредненные величины  $k$  составляют  $k = 1.65 - 1.75$ , т.е. близки к предполагаемому  $k = 1.70$ .

Учитывая вышеуказанные статистические изменения  $k$  от  $M_w$  в виде линейного уравнения:

$$k = p M_w + q, \quad (14)$$

(где  $p$  и  $q$  – статистические параметры), были рассмотрены взаимосвязи параметров  $p$  и  $q$  для землетрясений (кроме выше рассмотренных) для о.Тай-

вань ( $\varphi = 21^\circ+26^\circ$   $\lambda=119^\circ+124^\circ$ ), Филиппин ( $\varphi= 5^\circ+ 20^\circ$   $\lambda= 120^\circ+130^\circ$ ), островов Калимантан – Сулавеси ( $\varphi = -15^\circ + 5^\circ$   $\lambda = 110^\circ + 130^\circ$ ), Папуа- Новая Гвинея ( $\varphi = -10^\circ+10^\circ$   $\lambda=130^\circ + 140^\circ$ ), Соломоновых островов ( $\varphi = - 23^\circ+0^\circ$   $\lambda=147^\circ+167^\circ$ ), островов Новая Зеландия ( $\varphi = -55^\circ-35^\circ$   $\lambda = 155^\circ+180^\circ$ ), Калифорния ( $\varphi=26^\circ+45^\circ$   $\lambda = -130^\circ-110^\circ$ ), Центральная Америка ( $\varphi= 0^\circ+20^\circ$   $\lambda= -95^\circ-70^\circ$ ), а также крупных событий земного шара за 1977, 1991-1992 (июль) и 1992 (август)-1993 (июль) гг.

Результаты анализа 29 статистических соотношений между усредненными  $p$  и  $q$  в виде (14) представлены на рисунке 5-6 и в таблице 1.

Из представленных данных следует, что, несмотря на низкие коэффициенты корреляции ( $r < 0.50$ ) между  $k$  и  $M_w$ , параметры  $p$  ( $-0.05 < p < 0.35$ ) и  $q$  ( $-0.41 < q < 1.93$ ) тесно взаимосвязаны следующими обратнопорциональным выражением (рис. 5. табл. 1):

$$q + 5.76 p = 1.74, \quad (15)$$

которое позволяет (14) трансформировать к следующему виду:

$$k = 1.74 + p (M_w - 5.76). \quad (16)$$

Таблица 1

Усредненные параметры уравнения  $k = p M_w + q$  для землетрясений различных регионов ( $q + 5.76 p = 1.74, r = - 0,99$ ).

№	q	p	k при $M_w = 5,76$	Регионы
1	2.03	-0.05	1.74	о.Папуа - Н.Гвинея 1977-1992 гг.
2	1.85	-0.04	1.62	о.Н.Зеландия 1977-1992 гг.
3	1.93	-0.03	1.76	Соломоновы острова 1977- 1992 гг.
4	1.91	-0.02	1.62	о.Суматра 1977- 1991 гг.
5	1.66	0.02	1.77	Филиппины 1977- 1992 гг.
6	1.73	0.01	1.79	о.Калимантан- Сулавеси 1977- 1992 гг.
7	1.32	0.05	1.61	Ц. Америка 1977- 1991 гг.
8	1.51	0.04	1.74	Мировые 1977 г.
9	1.46	0.05	1.75	Ю. Америка 1977- 1992 гг.
10	1.32	0.08	1.78	о.Тайвань 1977- 1992 гг.
11	1.42	0.08	1.88	Курильские острова и Япония 1977-1992 гг.
12	1.43	0.05	1.72	Соломоновы острова 2000 – 2009 гг.
13	1.04	0.12	1.73	Мировые 1991-1992 гг.
14	0.97	0.13	1.72	Мировые 1992- 1993 гг.
15	1.12	0.11	1.75	Аляска 1977- 1992 гг.
16	0.28	0.26	1.78	Аляска 1992- 2013 гг.
17	0.89	0.16	1.81	Курильские острова и Япония 1993- 2011 гг.
18	1.11	0.11	1.74	о. Суматра 1993- 2012 гг.
19	0.72	0.16	1.64	Филиппины 1993- 2007 гг.
20	0.89	0.13	1.64	о.Н.Зеландия 1992 - 2011 гг.
21	0.51	0.19	1.60	Ц. Америка 1993- 2013 гг.
22	0.90	0.14	1.71	Ю. Америка 1992- 2012 гг.
23	0.90	0.17	1.88	Тянь-Шань 1977-1992 гг.
24	0.68	0.18	1.72	о.Папуа - Н.Гвинея 1992—2010 гг.
25	0.46	0.21	1.67	Калифорния 1977- 1992 гг.
26	0.40	0.25	1.84	Тянь-Шань 1992- 2013 гг.
27	0.44	0.24	1.82	о.Тайвань1992- 2013 гг.
28	0.41	0.25	1.85	о.Калимантан- Сулавеси 2003- 2013 гг.
29	-0.41	0.35	1.61	Калифорния 1992- 2013 гг.

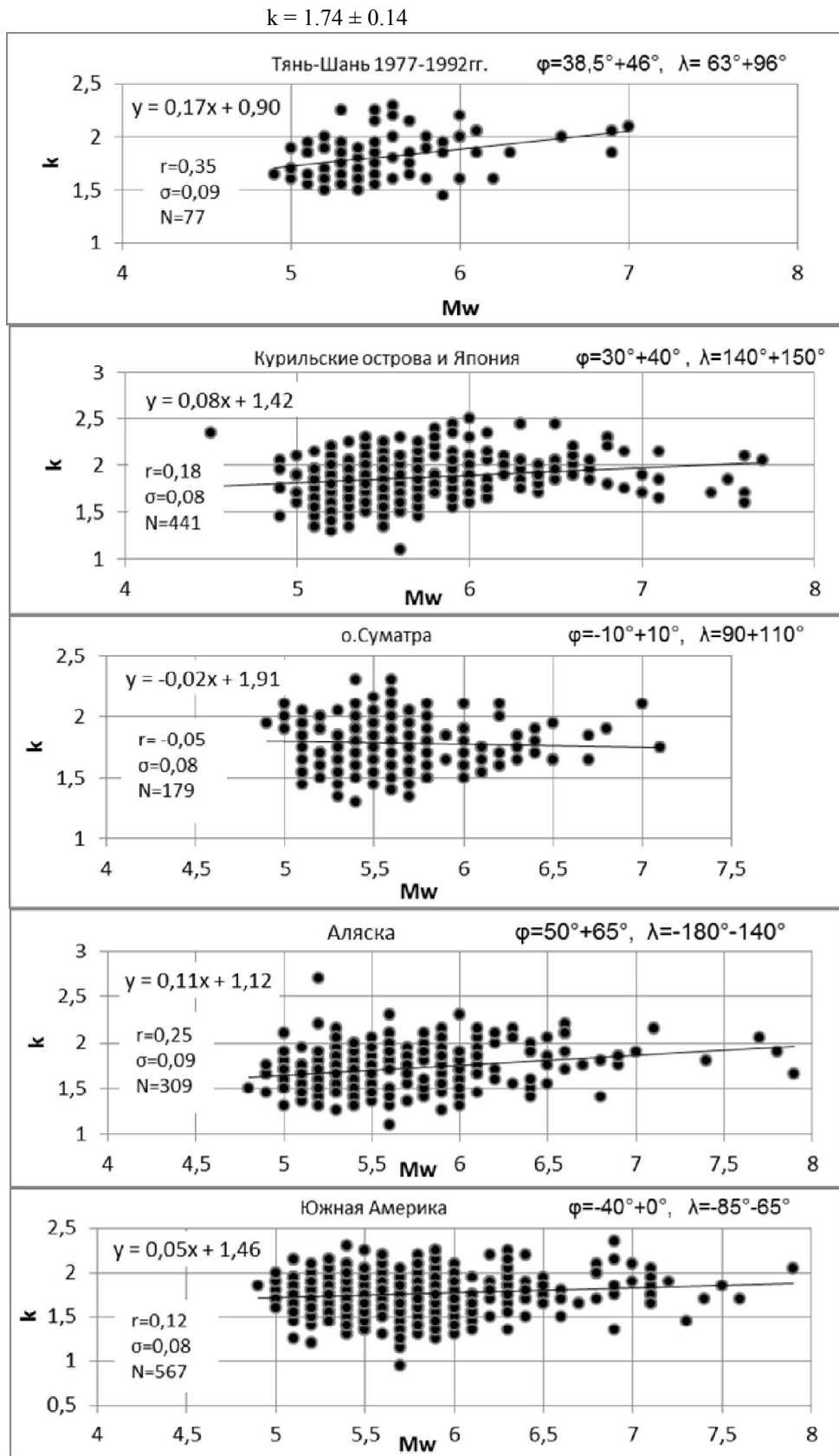


Рис. 3. Изменения  $k$  с ростом  $M_w$  для землетрясений Тянь-Шаня, Курильских островов и Японии, о. Суматра, Аляски и Южной Америки за 1977-1992 (июль) гг.

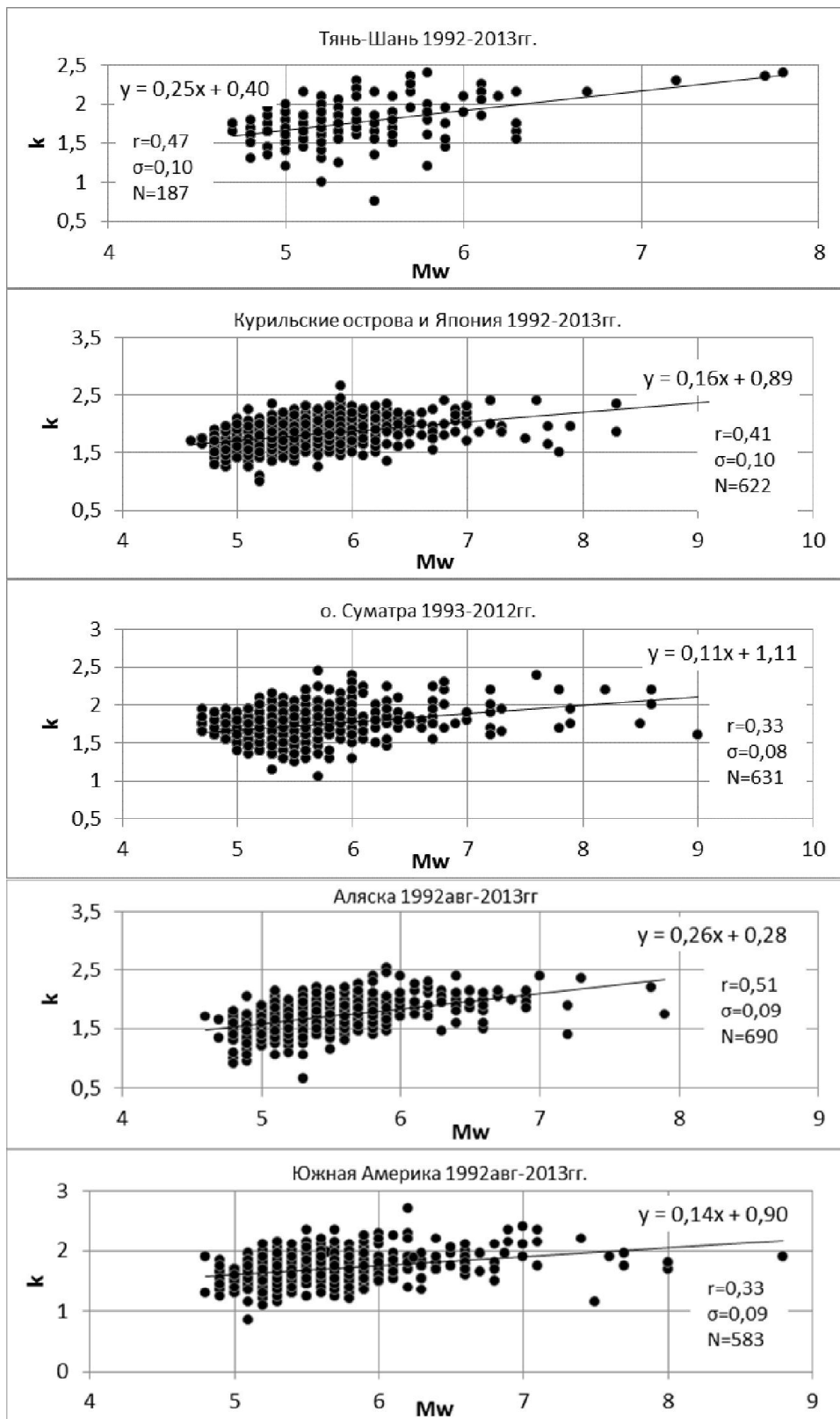


Рис. 4. Изменения  $k$  с ростом  $M_w$  для землетрясений Тянь-Шаня, Курильских остров и Японии, о. Суматра, Аляски и Южной Америки за 1992-2013 гг.

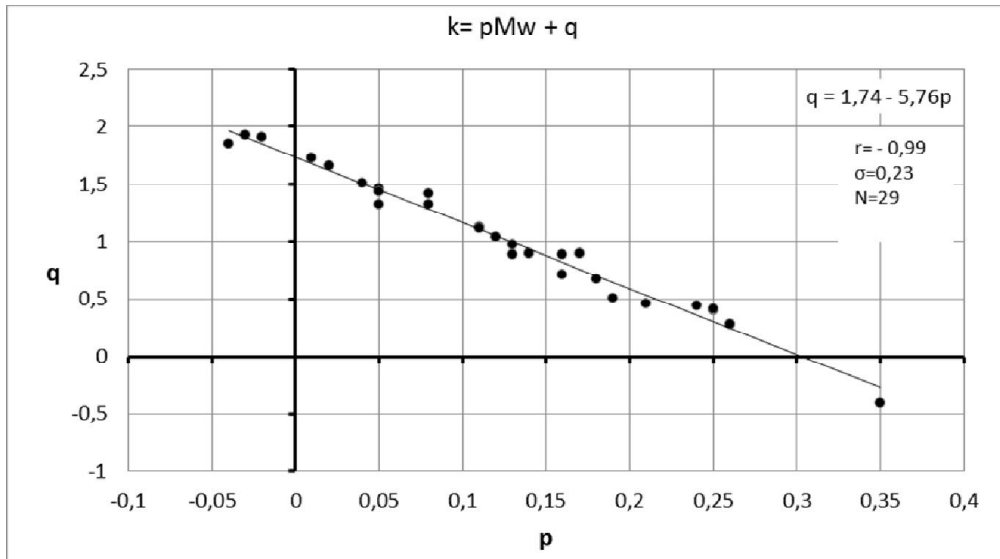


Рис. 5. Корреляционная зависимость усредненных параметров  $p$  и  $q$  в уравнении (табл.1):  $k = pM_w + q$  для землетрясений различных регионов ( $q = 1,74 - 5,76 p$ ).

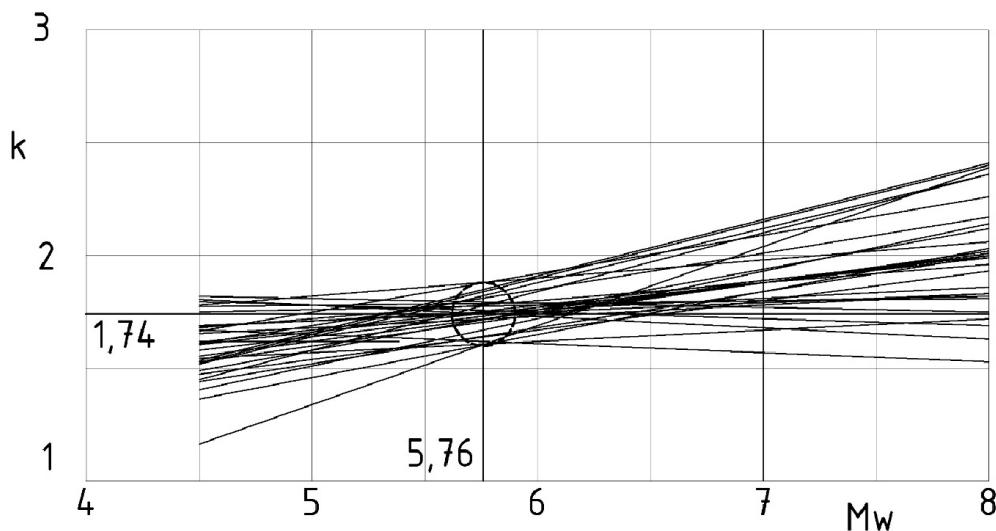


Рис. 6. Усредненные корреляционные зависимости  $k$  от  $M_w$  для землетрясений различных регионов (табл.1); пунктирным кругом показан интервал сходимости (пересечения) линейных зависимостей  $k = p M_w + q$ , ( $q + 5,76 p = 1,74$ ,  $r = -0,99$ ); при  $M_w = 5,76$ ;  $k = 1,74 \pm 0,14$ .

Выражение (16) показывает, что при значительных изменениях параметра  $p$  при всём разнообразии региональных и временных изменений соотношений  $p$  и  $q$  при  $M_w = 5.76$  линейные зависимости  $k$  от  $M_w$  по (16) пересекаются (сходятся) в интервале  $k = 1.74 \pm 0.14$  (табл. 1, рис. 6). Эти статистические данные являются общим для 29 эмпирических выражений и подтверждением теоретических предположений. Учитывая взаимосвязь магнитуд  $M_S$  и  $M_w$  с  $m_b$ , следует предполагать, что в парных межмагнитудных соотношениях существует интервалы пересечения линейных зависимостей (схождения) независимо от региональных и временных особенностей.

На основании данных таблицы 1 и рисунка 4 для крупных землетрясений Тянь-Шаня за 1992

(август) - 2013гг. при  $k=0.25 M_w+0.40$  в соответствии (13) - (16) зависимость  $m_b$  от  $M_w$  можно выразить формулой:

$$m_b = 0.90 + 0.50 M_w + k = 1.30 + 0.75 M_w, \quad (17)$$

#### Выводы:

1. На основе теоретических предположений и многочисленных экспериментальных данных впервые доказано, что магнитуда по объемным волнам  $m_b$  крупных землетрясений равна сумме десятичного логарифма отношения ( $a_0 / T_0$ ) и интегральной постоянной  $k$ , теоретическое значение которой составляет  $k = 1.70$ .

2. С увеличением моментной магнитуды значение интегральной постоянной возрастает от 1.50 до

2.00, что связано с увеличением масштабов землетрясений и региональными особенностями сейсмического режима крупных сейсмоактивных зон.

3. Численные значения региональных линейных зависимостей интегральной постоянной  $k$  от моментной магнитуды  $M_w$  тесно взаимосвязаны между собой и при  $k = 1.74 \pm 0.14$  линейные зависимости пересекаются или сходятся в интервале  $M_w = 5.76$ , что является общей закономерностью изменений  $k$  для землетрясений сейсмоактивных регионов.

#### Литература:

1. Аки К., Ричардс П.Г. Количественная сейсмология. Москва: Мир, т.1-2, 1983. – С. 880.
2. Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. Москва: Наука, 1968. - С. 87.
3. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки. // Вулканология и сейсмология, 1990, 6. - С. 55-63.
4. Запольский К.К., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Физические основы магнитудной классификации землетрясений. // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. - Москва: МССС, 1974. - С. 79-132.
5. Касахара К. Механика землетрясений. - Москва: Мир, 1985. - С. 264.
6. Кондорская Н.В., Соловьев С.Л. Общее состояние вопроса определения магнитуды и энергетической классификации землетрясений в практике сейсмических наблюдений / Магнитуда энергетическая классификация землетрясений. - Москва: МССС, 1974, т.1. - С. 13-43.
7. Максимов Г.А. Распределение энергии между различными типами волн, излучаемых при подземном взрыве в однородном полупространстве. // Физика Земли, 1996, т.1. - С. 31-48.
8. Мамыров Э. Землетрясения Тянь-Шаня: магнитуда, сейсмический момент и энергетический класс. – Бишкек: Инсанат, 2012. - С. 234.
9. Мамыров Э. Глобальные и региональные изменения статического сброшенного сейсмического напряжения крупных коровых землетрясений за 1976-2013 гг. // Вестник института сейсмологии НАН КР, № 1, 2015. - С. 65-79.
10. Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясений. // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. - Москва: МССС, 1974, т.1. - С. 43-78.
11. Соловьев С.Л. Магнитуда землетрясений / Землетрясения в СССР. - Москва: Наука, 1961. - С.83-102.
12. Сторчеус А.В. О расчете сейсмической энергии землетрясений и взрывов. // Вулканология и сейсмология, 2011, 5. - С. 49- 59.
13. Халтурин В.И. Соотношения между магнитудными определениями, ожидаемые и наблюдаемые. / Магнитуда энергетическая классификация землетрясений, Москва: МССС, 1974, т.1. - С. 145-153.
14. Anderson J.G. Seismic Energy and Stress-Drop Parameters for a Composite Source Model // Bulletin of the Seismological Society of America, v. 87, №1. - PP. 85-96.
15. 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. - PP.1- 44.
16. Brune J.N. Tectonic Stress and the Spectra of seismic shear Waves from Earthquakes.// Journal of Geophysical Research, v. 75, № 26, 1970. - PP.4997-5009.
17. Chen P., and Chen H. Scaling Law and its Applications to Earthquake Statistical Relations //Tectonophysics, v.166/№1-3, 1989. - PP. 53-72.
18. Das R., H.R. Wason, M.L. Sharma. General Orthogonal Regression Relation between Body- Wave and Moment Magnitudes. //Seismological Research Letters, , v. 84, № 2, 2013. - PP. 219-224.
19. Gutenberg B., Richter Ch. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration.// Bulletin of the Seismological Society of America, v. 46, №2, 1956. - PP. 105-145.
20. Houston H., and Kanamori H. Source Spectra of Great Earthquakes: Teleseismic Constraints on Rupture Process and Strong Motion // Bulletin of the Seismological Society of America, v. 76, №1, 1986. - PP. 19-42.
21. Kanamori H. The Energy Release in Great Earthquakes // Journal of Geophysical Research, v. 82, № 20, 1977. - PP. 2981-2987.
22. Mamyrov E. Control Parameters of Magnitude - Seismic Moment Correlation for the Crustal Earthquakes // Open Journal of Earthquakes Research, v.2, 2013. - PP. 60- 74.
23. Nuttli O. W. Average Seismic Source- Parameters Relation for Mit-Plate Earthquakes //Bulletin of the Seismological Society of America, v. 73, №2. - PP. 519-535.
24. Nuttli O.W. Average Seismic Source -Parameters Relation for Plate-Margin Earthquakes //Tectonophysics, v.118, № 3/4, 1985, pp. 161-174.
25. Scordilis E.M. Empirical Global Relations converting  $M_s$  and  $m_b$  to moment Magnitude.// Journal of Seismology, v.10, 2006. - PP. 225-236.
26. Thatcher W., Hahks C. Source Parameters of Southern California Earthquakes // Journal of Geophysical Research., v.78, № 35. - PP.8547-8575.
27. Utsu T. Relationships between Magnitude Scales / International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, Academic Press, Waltham, 2002. - PP. 733-746.

Рецензент: д.геол.-мин.н., профессор Абдрахматов К.Е.