

УДК 550.34+550.344

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ДЖУНГАРИИ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2014 г. Ю. Ф. Копничев¹, И. Н. Соколова²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

123995 Москва, ул. Б. Грузинская, 10, e-mail: yufk@kndc.kz

²Институт геофизических исследований НЯЦ РК

050020 Алма-Ата, ул. Чайкиной, 4, e-mail: sokolova@kndc.kz

Поступила в редакцию 15.04.2012 г.

Показано, что в рассматриваемых районах эпизоды относительного сейсмического затишья длительностью около 20–25 лет чередовались с интервалами резкого усиления сейсмичности, когда в течение 2–3 десятков лет происходила серия сильных землетрясений с $M \geq 6.9$. Поскольку после Сусамырского землетрясения 1992 г. здесь уже 21 год не было событий с $M \geq 6.6$, в целях среднесрочного прогноза следует выделять зоны готовящихся сильных землетрясений. Для более надежного распознавания таких зон используются данные о неоднородностях поля поглощения S-волн в литосфере, а также характеристики кольцевых структур сейсмичности. Такие структуры формируются как зоны сейсмического затишья, околтургенные эпицентрами землетрясений с $M \geq M_p$, где M_p – пороговое значение магнитуды. Ранее были получены корреляционные зависимости $\lg L(M_w)$ и $M_p(M_w)$ для событий с разными механизмами очагов (L – длина большой оси кольца сейсмичности, M_w – магнитуда соответствующего ему сильного землетрясения). На основании этих зависимостей оценены величины M_w сильных событий, которые могут готовиться в областях выделенных кольцевых структур. Самое сильное землетрясение с $M_w \geq 7.5$, возможно, готовится в районе Южного Тянь-Шаня, к востоку от очага Хаитского землетрясения 1949 г. Событие меньшей энергии ($M_w \sim 7.0$) может произойти в районе Киргизского хребта. Более слабые землетрясения, вероятно, готовятся к северу и востоку от оз. Иссык-Куль, а также в Джунгарии.

DOI: 10.7868/S0203030614030031

ВВЕДЕНИЕ

В работах [Lu et al., 1984; Соболев, 1993; Копничев, Михайлова, 2000; Копничев, Соколова, 2010г, 2013] показано, что во внутриконтинентальных районах перед многими сильными землетрясениями в течение нескольких десятков лет формируются кольцевые структуры сейсмичности. Такие структуры образуются эпицентрами событий с $M \geq M_p$, где M_p – пороговые значения магнитуд. Установлено, что длины больших осей колец сейсмичности L , а также величины M_p закономерно растут с энергией готовящихся главных землетрясений [Копничев, Михайлова, 2000; Копничев, Соколова, 2010г, 2013]. Кроме того, получены данные, свидетельствующие о существенной зависимости величин L и M_p от механизма очага готовящегося сильного сейсмического события [Копничев, Соколова, 2013]. Это позволяет прогнозировать места и энергию будущих сильных землетрясений по характеристикам кольцевых структур [Копничев, Соколова, 2011а]. В настоящей работе с этой целью рассматриваются характеристики сейсмичности в районах Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии (к западу от 81° E).

ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

В рассматриваемом районе, ограниченном координатами 39° – 45° N, 70° – 81° E, начиная с 1885 г. произошло 13 землетрясений с $M \geq 6.9$ (табл. 1, рис. 1), из них сильнейшие в 1889 г. ($M = 8.3$), 1902 г. ($M = 8.1$) и 1911 г. ($M = 8.2$). Из рис. 2 и табл. 1 следует, что в конце XIX и XX веках наблюдались эпизоды группирования сильных землетрясений в 1885–1911, 1938–1955 и 1974–1992 гг. Длительность таких эпизодов варьировалась от 17 до 26 лет, они разделялись промежутками относительного затишья продолжительностью около 27 и 19 лет.

После Сусамырского землетрясения 1992 г. ($M = 7.3$) в районе Тянь-Шаня в течение 21 года не было событий с $M > 6.6$. Учитывая этот факт, можно предполагать, что в настоящее время здесь идут активные процессы подготовки нескольких сильных землетрясений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работах [Копничев, Соколова, 2010а, 2010б; Копничев и др., 2012] установлено, что очаговым

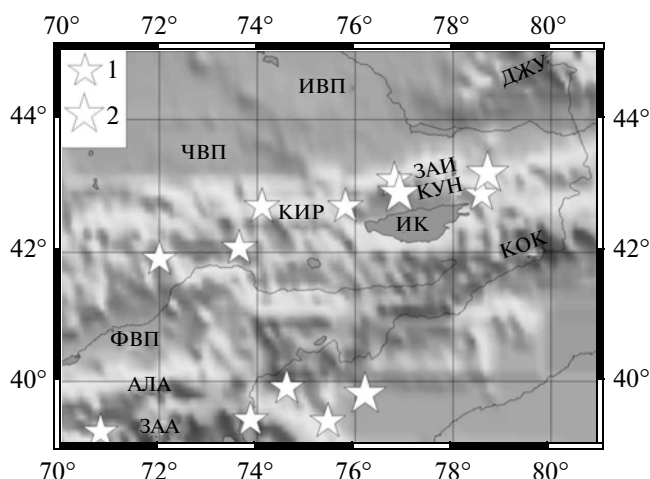


Рис. 1. Эпицентры сильных землетрясений Центрального Тянь-Шаня.

1 – $M = 6.9-7.5$, 2 – $M > 8.0$. Отмечены впадины (ЧВП – Чуйская, ИВП – Илийская, ФВП – Ферганская, ИК – оз. Иссык-Куль) и хребты (ДЖУ – Джунгарский Алатау, КИР – Киргизский, ЗАИ – Заилийский, КУН – Кунгей Алатау, КОК – Кокшаал, АЛА – Алайский, ЗАА – Заалайский).

зонам сильных землетрясений обычно соответствует высокое поглощение короткопериодных S-волн в литосфере. Данный эффект обусловлен концентрацией глубинных флюидов в нижней коре и верхах мантии таких районов. В связи с

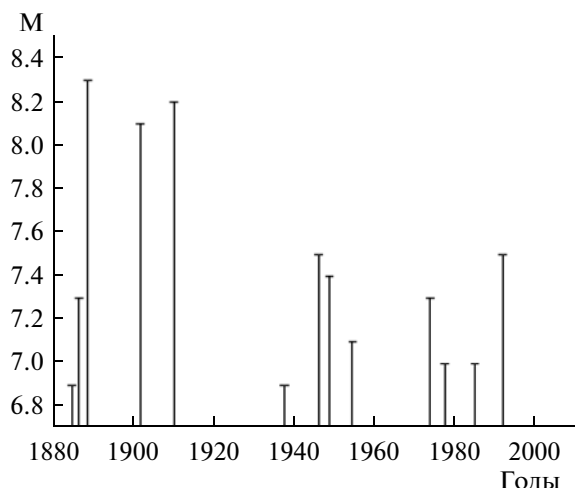


Рис. 2. Зависимость от времени магнитуд сильных землетрясений.

этим для более надежного выделения кольцевых структур, которые имеют прогностическое значение, мы рассматривали характеристики сейсмичности в первую очередь в зонах, с которыми связаны аномалии поля поглощения S-волн. Это позволяет с большей вероятностью исключить из анализа “ложные” кольцевые структуры, не связанные с подготовкой сильных землетрясений [Rong et al., 2003].

Таблица 1. Сильные ($M \geq 6.9$) землетрясения Центрального Тянь-Шаня с конца XIX в. по настоящее время

Название	Дата	ф, с.ш.	λ , в.д.	M
Беловодское	02.08.1885	42.7	74.1	6.9
Верненское	08.06.1887	43.10	76.80	7.3
Чиликское	11.07.1889	43.20	78.70	8.3
Кашгарское	22.08.1902	39.80	76.20	8.1
Кеминское	03.01.1911	42.90	76.90	8.2
Кемино-Чуйское	20.06.1938	42.70	75.80	6.9
Чаткальское	02.11.1946	41.90	72.00	7.5
Хаитское	10.07.1949	39.20	70.80	7.4
Улугчатское	15.04.1955	39.90	74.60	7.1
Маркансуйское	11.08.1974	39.39	73.86	7.3
Жаланаш-Тюпское	24.03.1978	42.88	78.58	7.0
Кашгарское	23.08.1985	39.37	75.44	7.0
Сусамырское	19.08.1992	42.07	73.63	7.3

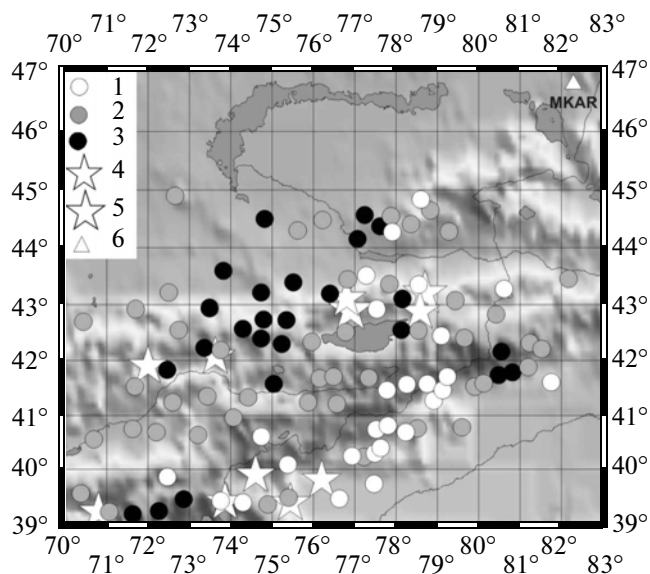


Рис. 3. Неоднородности поля поглощения S-волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня.

1–3 – поглощение: 1 – пониженное, 2 – промежуточное, 3 – повышенное; 4, 5 – эпицентры сильных землетрясений: 4 – $7.0 \leq M < 8.0$, 5 – $M > 8.0$; 6 – сейсмическая станция.

Неоднородности поля поглощения S-волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня. На рис. 3 представлена карта поля поглощения в литосфере Центрального Тянь-Шаня, которая построена путем анализа записей местных землетрясений, полученных станцией МКАР в 2003–2009 гг. [Копничев, Соколова, 2010а]. Использован метод, основанный на анализе отношений амплитуд волн S_n и P_n , распространяющихся в верхах мантии (параметра S_n/P_n). На карте видно, что в районе Киргизского хребта и прилегающих участков Чуйской и Илийской впадин выделяется обширная область высокого поглощения, расположенная между 73° и 76° Е. Отметим, что большая часть этой области соответствует промежутку между очаговыми зонами Кеминского (1911 г., $M = 8.2$) и Сусамырского (1992 г., $M = 7.3$) землетрясений. Аномалии меньшего масштаба обнаружены на границе Джунгарии с Илийской впадиной (между 77° и 78° Е), в районе хребта Кокшаал (между 80° и 81° Е), а также на границе Тянь-Шаня и Памира (между 71.5° и 73° Е). Кроме того, небольшие области низких величин S_n/P_n соответствуют очаговым зонам двух сильных землетрясений: Жаланаш-Тюпского 1978 г., $M = 7.0$ и Сусамырского.

Исходя из этих данных, мы рассматривали характеристики сейсмичности в зонах высокого поглощения и их близких окрестностях.

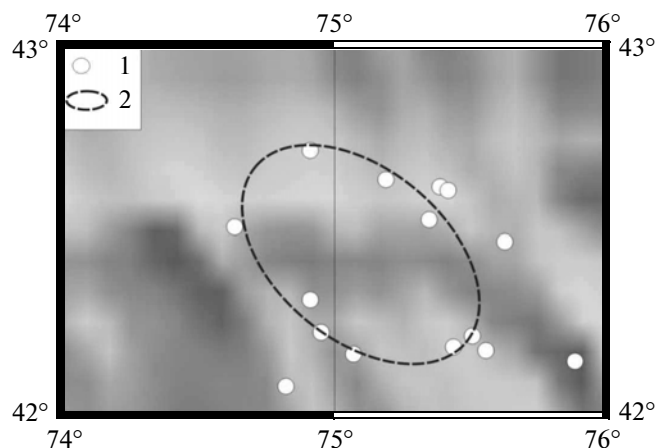


Рис. 4. Кольцевая структура сейсмичности в районе Северного Тянь-Шаня (глубины 0–33 км). $M_p = 4.5$. 1 – эпицентры землетрясений, 2 – кольцо сейсмичности.

Методика выделения кольцевых структур

1. Длительность периода, в течение которого исследуются характеристики сейсмичности, около 40 лет, что соответствует максимальным временам формирования кольцевых структур, известным в настоящее время [Копничев, Соколова, 2010в, 2010г, 2011а, 2013].

2. Исследуются параметры сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0–33 и 34–70 км, в которых формируются кольцевые структуры [Копничев, Соколова, 2009б, 2010в, 2011а, 2013].

3. Производится перебор пороговых величин магнитуд M_p (в обоих диапазонах глубин) с целью определения оптимальных значений, при которых кольцевые структуры выделяются наиболее четко. Критерием выбора этих величин служит то, что при меньших M_p кольца сейсмичности “расплываются”, при больших – прорисовываются гораздо хуже [Копничев, Соколова, 2010 г, 2013].

4. Необходимо регулярно (примерно через год) контролировать параметры сейсмичности, поскольку известны случаи, когда за последние 1–2 года проявлялись новые кольцевые структуры с гораздо большими величинами M_p , как это было, например, перед Великим землетрясением Тохоку 11 марта 2011 г. [Копничев, Соколова, 2011а].

5. По размерам больших осей колец сейсмичности L и величинам M_p с учетом преобладающего механизма очага в рассматриваемом континентальном районе производится оценка магнитуды возможного сильного землетрясения [Копничев, Соколова, 2013].

С учетом перечисленного, анализировались данные о сейсмичности, полученные за период 01.01.1973–01.01.2012. Отбирались землетрясения с магнитудами $M \geq M_p$ в диапазонах глубин

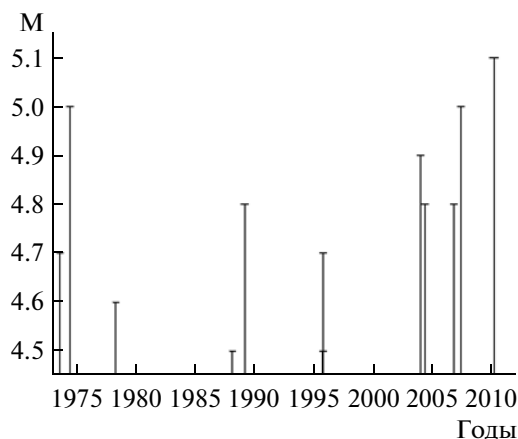


Рис. 5. Зависимость от времени магнитуд событий в области кольцевой структуры.

0–33 и 34–70 км, главным образом из каталогов NEIC Геологической службы США (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>), а также каталогов, предоставленных СОМЭ МОН РК (<http://www.some.kz>).

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Область Киргизского хребта. На рис. 4 представлены данные о сейсмичности в восточной части Киргизского хребта и его окрестностях. Из рисунка следует, что к 01.01.2012 здесь на глубинах 0–33 км сформировалась довольно крупная кольцевая структура с пороговой величиной магнитуды $M_p = 4.5$. В данном случае кольцо сейсмичности с длиной большой оси $L \sim 85$ км вытянуто в северо-западном направлении. Отметим, что последнее сильное землетрясение ($M \sim 6.5$) произошло в этом районе еще в XV в.; очаговой зоне указанного события соответствует большая плотность палеосейсмодислокаций [Крестников и др., 1979].

На рис. 5 показана зависимость магнитуд событий, формирующих кольцевую структуру, от времени. График имеет U-образную форму, из него следует, что скорость сеймотектонической деформации (СТД) была наибольшей в 1973–1978 и 2004–2010 гг. Максимальная магнитуда землетрясений в районе кольца сейсмичности $M_{max} = 5.1$.

Область Заилийского хребта. Как следует из рис. 6 и 7, здесь с 1983 г. в диапазоне глубин 0–33 км проявилась кольцевая структура с относительно низкой величиной M_p (3.7), вытянутая в северо-северо-западном направлении ($L \sim 90$ км). Внутри кольца сейсмичности попадает восточная часть Заилийского хребта, небольшой участок хребта Кунгей Алатау, а также прилегающий участок Илийской впадины. В этом районе с конца XIX в. произошло несколько сильных землетрясений. К западу от кольца сейсмичности расположена очаговая зона

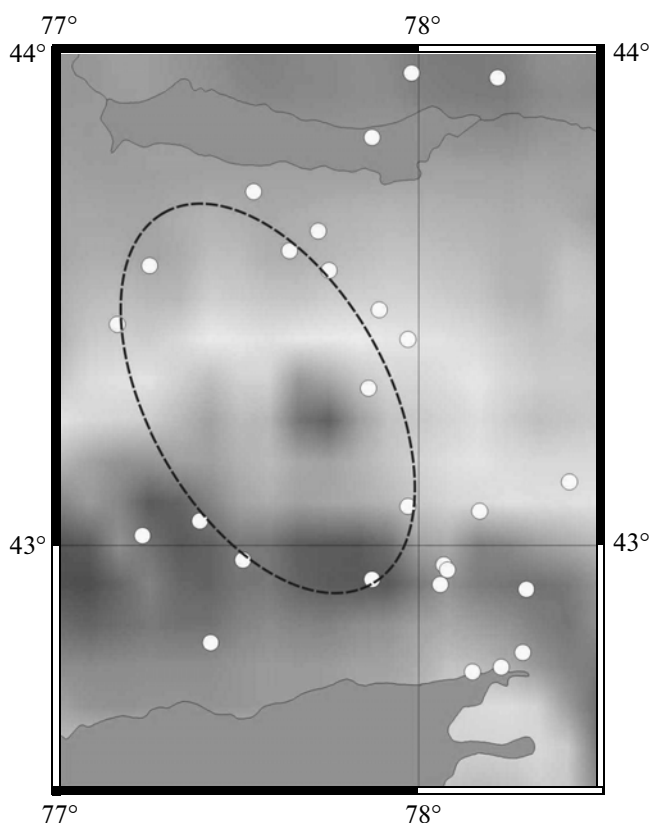


Рис. 6. Кольцевая структура сейсмичности в районе Северного Тянь-Шаня, $M_p = 3.7$. Усл. обозначения см. рис. 4.

Верненского землетрясения 1887 г. ($M = 7.3$), а к юго-востоку – зона Жаланаш-Тюпского землетрясения 1978 г. ($M = 7.0$, см. рис. 1). Южная часть кольцевой структуры попадает в очаговую зону сильнейшего Кеминского землетрясения 1911 г.

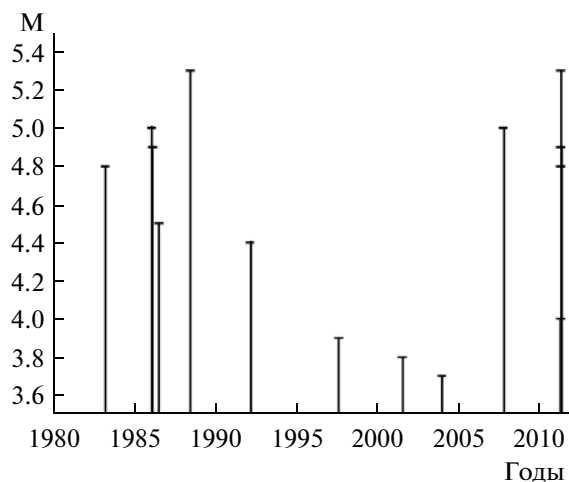


Рис. 7. Зависимость от времени магнитуд событий в области кольцевой структуры.

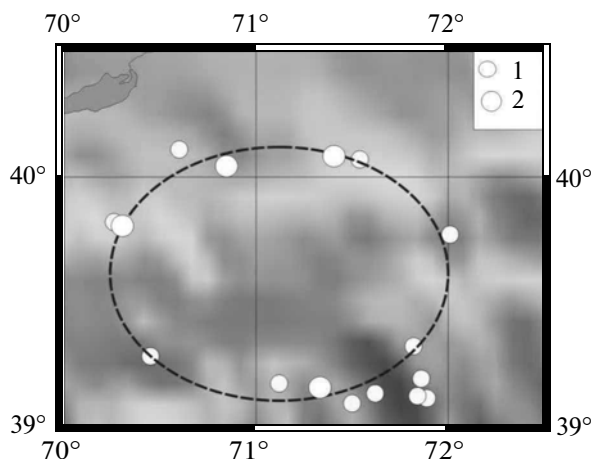


Рис. 8. Мелкая ($h = 0–33$ км) кольцевая структура сейсмичности в районе Южного Тянь-Шаня. 1 – $5.2 \leq M < 6.0$, 2 – $M \geq 6.0$. Пунктир – кольцо сейсмичности.

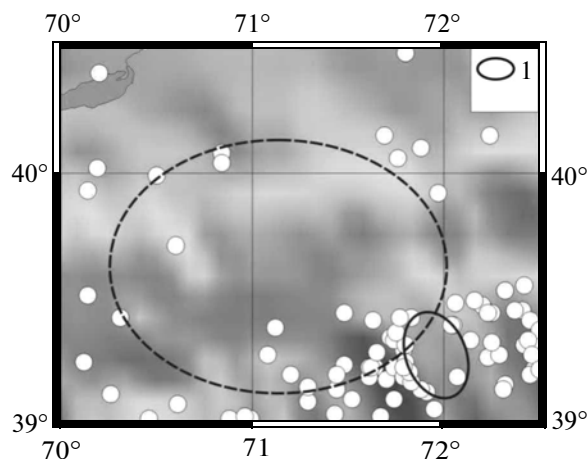


Рис. 9. Глубокая ($h = 34–70$ км) кольцевая структура сейсмичности (1), $M_p = 4.0$. Пунктир – мелкое кольцо сейсмичности.

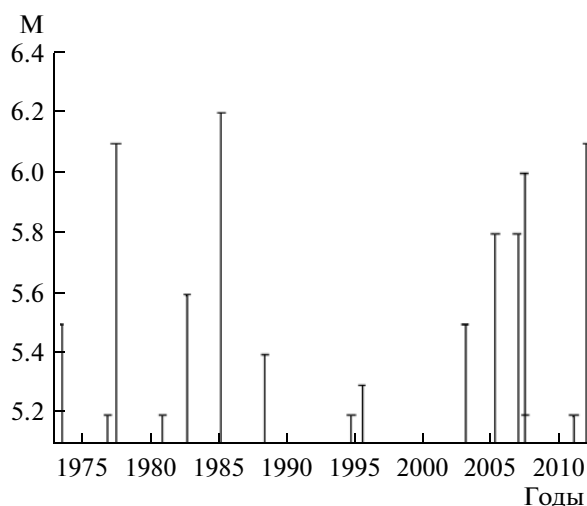


Рис. 10. Зависимость от времени магнитуд событий в области мелкого кольца.

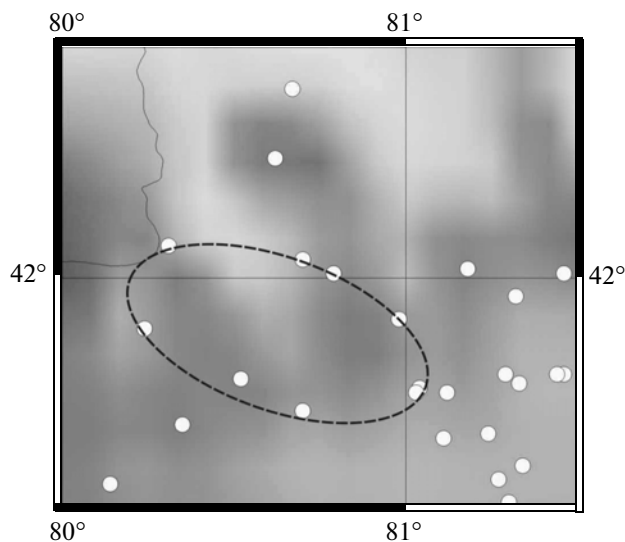


Рис. 11. Кольцевая структура сейсмичности в районе Южного Тянь-Шаня. $M_p = 3.6$. Усл. обозначения см. рис. 4.

($M = 8.2$). Из рис. 7 видно, что зависимость $M(T)$, как и в предыдущем случае, имеет U-образную форму. Наибольшие скорости STD отмечены в 1983–1988 и 2007–2011 гг., величина $M_{max} = 5.3$. Следует отметить, что в рассмотренных областях сформировались только “мелкие” кольца сейсмичности; “глубокие” ($h = 34–70$ км), которые практически всегда формируются перед сильными и сильнейшими землетрясениями с гипоцентрами на глубинах до 40–45 км в зонах субдукции [Копничев, Соколова, 2009а, 2009б, 2011а, 2011б], здесь не проявились даже в случаях достаточно низких величин M_p .

Южный Тянь-Шань. На рис. 8 показаны характеристики сейсмичности в районе Южного Тянь-Шаня, ограниченном координатами $39.0^{\circ}–40.5^{\circ}$ N, $70.0^{\circ}–72.5^{\circ}$ E. Здесь начиная с 1976 г. сформировалась крупная неглубокая кольцевая структура с высоким пороговым значением магнитуды ($M_p = 5.2$), вытянутая в широтном направлении ($L \sim 150$ км). Внутри кольца сейсмичности попадают Алайский хребет и западная окраина Заалайского хребта. Из рис. 9 следует, что к юго-востоку от мелкого кольца образовалось также небольшое глубокое ($M_p = 4.0$) с длиной большой оси $l \sim 40$ км. Кольцевые структуры пересекаются в области между 71.7° и 72.0° E.

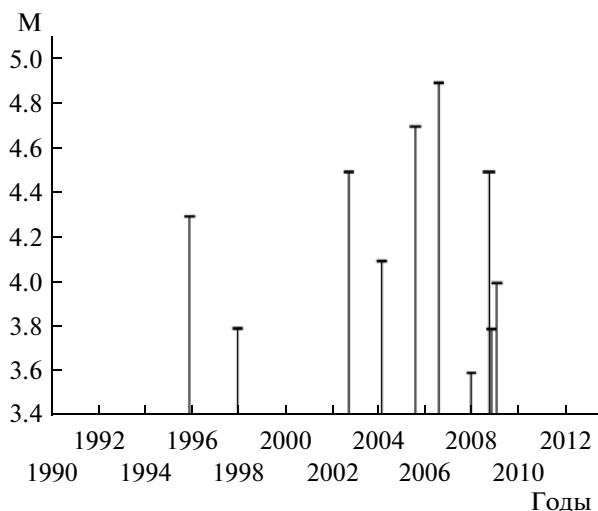


Рис. 12. Зависимость магнитуд событий в районе кольцевой структуры от времени.

Отметим, что на южной границе мелкого кольца за несколько десятилетий до начала его формирования произошли два достаточно сильных землетрясения: Гармское 1941 г. ($M = 6.4$) и Хаитское 1949 г. ($M = 7.5$). Интересно также, что к области пересечения мелкого и глубокого колец сейсмичности приурочена зона высокой плотности палеодислокаций, сохранившаяся после сильного землетрясения, которое произошло в голоцене [Крестников и др., 1979].

На рис. 10 представлена зависимость $M(T)$ для мелкого кольца. Видно, что, как и в предыдущих случаях, график имеет U-образную форму. Наибольшие скорости СТД наблюдались в 1976–1984 и 2002–2011 гг., когда произошли 4 события с $M = 6.0–6.2$.

На рис. 11 показана карта с эпицентрами землетрясений на территории Южного Тянь-Шаня, ограниченной координатами $41.5^{\circ}–42.5^{\circ}$ N, $80.0^{\circ}–81.5^{\circ}$ E. Здесь начиная с 1995 г. сформировалась кольцевая структура менее четко выраженная, чем в рассмотренных выше случаях. Кольцо сейсмичности с пороговым значением $M_p = 3.6$ и длиной большой оси около 70 км вытянуто в субширотном направлении в районе хребта Кокшаал. Из рис. 12 видно, что скорость СТД в области кольцевой структуры резко выросла в 2002–2008 гг., величина $M_{\max} = 4.9$.

Джунгария. На рис. 13 представлены характеристики сейсмичности в области, ограниченной координатами $43.5^{\circ}–45.0^{\circ}$ N, $77.0^{\circ}–78.5^{\circ}$ E. В данном случае использованы каталоги землетрясений, полученные в СОМЭ НАН РК. Начиная с 1974 г. здесь сформировалась кольцевая структура с пороговой величиной энергетического класса $K_p = 9.8$, что соответствует $m_b = 3.8$. Кольцо сей-

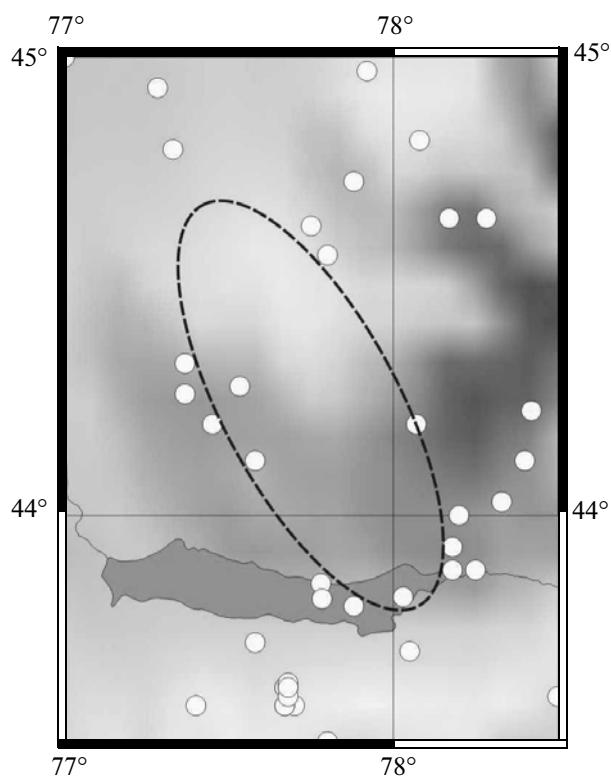


Рис. 13. Кольцевая структура сейсмичности в районе Джунгарии, $K_p = 9.8$.

Усл. обозначения см. рис. 4.

смичности ($L \sim 110$ км) вытянуто в северо-северо-западном направлении. Большая часть кольцевой структуры находится на юго-восточной окраине Казахской платформы. Из рис. 14 следует, что наибольшие величины скорости СТД имели место в 1973–1986 и 2000–2011 гг., величина K_{\max} равна 12.7. Отметим, что в двух последних случаях глубокие кольцевые структуры, как и в районе Северного Тянь-Шаня, не проявились.

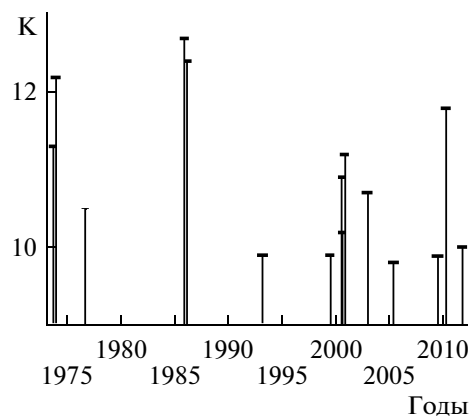


Рис. 14. Зависимость от времени величин K в области кольцевой структуры.

Таблица 2. Параметры неглубоких кольцевых структур и расчетные магнитуды возможных сильных землетрясений на территории Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии

Координаты		L, км	Mп	Mmax	ΔT, лет	Mw	Район
с.ш.	в.д.						
42.0–43.0	74.0–76.0	85	4.5	5.1	38	7.1 ± 0.6	Сев. Тянь-Шань
42.5–44.0	77.0–78.5	90	3.7	5.3	36	6.6 ± 0.3	Сев. Тянь-Шань
39.0–40.5	70.0–72.5	150	5.2	6.2	35	7.9 ± 0.6	Юж. Тянь-Шань
41.5–42.5	80.0–81.5	70	3.6	5.2	16	6.4 ± 0.2	Юж. Тянь-Шань
43.5–44.5	76.5–78.5	100	3.4	4.7	38	6.4 ± 0.3	Джунгария

Примечание. ΔT – текущая (до 01.01.2012) длительность формирования кольцевой структуры.

Величины магнитуд сильных землетрясений, которые могут произойти в пределах кольцевых структур, оценим на основании данных, полученных в работе [Копничев, Соколова, 2013], где приведены корреляционные зависимости размеров кольцевых структур и пороговых величин Mп от магнитуд главных событий для внутриконтинентальных землетрясений с разными механизмами очагов. В работах [Tarponnier, Molnar, 1979; Полешко, 2009] показано, что сильные землетрясения в районе Тянь-Шаня имеют механизмы типа взброса и взбрососдвига, а в районе Джунгарии – сдвига с небольшой взбросовой составляющей. Для таких типов механизмов в работе [Копничев, Соколова, 2013] получены следующие зависимости:

для взбросов и взбрососдвигов

$$\lg L(\text{км}) \sim 0.45M_w - 1.11, \quad r = 0.85, \quad (1)$$

$$M_p \sim 0.73M_w - 0.92, \quad r = 0.77, \quad (2)$$

для сдвигов

$$\lg L(\text{км}) \sim 0.49M_w - 1.12, \quad r = 0.94, \quad (3)$$

$$M_p \sim 0.64M_w - 0.17, \quad r = 0.67 \quad (4)$$

(r – коэффициент корреляции).

По указанным формулам получены оценки магнитуд возможных сильных землетрясений в рассматриваемых областях (табл. 2). При этом для района Джунгарии взято среднее значение в предположении равной вероятности взбрососдвига и сдвига.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в районах Тянь-Шаня и Джунгарии к началу 2012 г. сформировалось несколько достаточ-

но крупных кольцевых структур сейсмичности. Существенно, что эти структуры проявились в областях высокого поглощения S-волн в нижней коре и верхах мантии [Копничев, Соколова, 2010a], что позволяет с большей вероятностью относить их к зонам подготовки сильных землетрясений. Как отмечено в работах [Копничев, Соколова, 2009б, 2010в, 2011а, 2011б], появление колец сейсмичности отражает процессы самоорганизации геологических структур, обеспечивающие подъем глубинных флюидов, которые и обуславливают высокое поглощение поперечных волн. В конечном счете эти процессы приводят к уменьшению потенциальной энергии Земли.

Существование нескольких крупных кольцевых структур в районах Тянь-Шаня и Джунгарии, возможно, связано с подготовкой серии сильных землетрясений. Как уже отмечалось, три такие серии продолжительностью 17–26 лет имели место в конце XIX и XX веках. Длительность эпизода относительного затишья после Сусамырского землетрясения составляет сейчас более 21 года, что близко к аналогичным величинам для подобных эпизодов в XX в.

Как следует из табл. 2, в районе Северного Тянь-Шаня, возможно, готовятся два землетрясения с Mw ~ 7.1 и 6.6. При этом событие, соответствующее кольцевой структуре, которая расположена в районе Киргизского хр., скорее всего, может произойти на ее северной границе. Именно в этой области наблюдается высокая плотность палеодислокаций, сохранившихся после землетрясения с M ~ 6.5, произошедшего несколько сотен лет назад [Крестников и др., 1979].

Сильное землетрясение в области кольцевой структуры к северу от оз. Иссык-Куль также мо-

жет произойти в зоне высокой плотности палеодислокаций, приуроченной к оз. Иссык в области Заилийского хр. [Крестников и др., 1979] (их возраст пока неизвестен). Другая возможность – область хр. Кунгей Алатау, к западу от очага Байсорунского землетрясения 1990 г. ($M = 6.4$).

Эпицентр сильнейшего события ($M_w = 7.9 \pm 0.6$), которое ожидается в районе Южного Тянь-Шаня, скорее всего, должен располагаться вблизи областей пересечения мелкой и глубокой кольцевых структур, как это обычно наблюдается в зонах субдукции [Копничев, Соколова, 2009а, 2009б, 2010в, 2010б, 2011б]. Очаговая зона такого события может поместиться между очагами Хайтского ($M = 7.5$) и Дараут-Курганского (1978, $M = 6.8$) землетрясений. Здесь также выделена зона высокой плотности палеодислокаций, возраст которых неизвестен [Крестников и др., 1979].

Значительно более слабое событие ($M \sim 6.4$) может быть связано с кольцевой структурой в районе хребта Кокшаал. Отметим, что, согласно историческим данным, вблизи этой структуры в 1716 г. произошло разрушительное Аксуйское землетрясение с $M \sim 7.5 \pm 0.7$ [Кондорская, Шебалин, 1977].

В районе Джунгарии, судя по размерам кольцевой структуры, по-видимому, также готовится относительно слабое событие с $M \sim 6.4$. Отметим, что здесь пока неизвестны землетрясения с $M > 6.5$ [Кондорская, Шебалин, 1977]. Скорее всего, очаг такого события может быть расположен в области западной границы хребта Джунгарский Алатау.

Из табл. 2 следует, что текущее (к началу 2012 г.) время формирования рассматриваемых неглубоких кольцевых структур ΔT варьируется от 16 до 38 лет. Существенно, что оценки величин ΔT для трех колец сейсмичности, полученные в районах Северного, Южного Тянь-Шаня и Джунгарии (35–38 лет), близки к верхней границе вариаций этого параметра (около 40 лет [Копничев, Соколова, 2010в, Копничев, Соколова, 2013]). Отсюда может следовать, что в ближайшие годы соответствующие этим кольцевым структурам события наиболее вероятны. В то же время наименее вероятно сильное землетрясение в области хребта Кокшаал, для которого величина ΔT составляет 16 лет.

Таким образом, анализ характеристик колец сейсмичности, выделенных в зонах высокого поглощения S-волн в районах Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии, позволяет прогнозировать несколько сильных землетрясений, которые могут произойти здесь в ближайшие годы. Наибольшую опасность будут представлять события, которые, по нашим данным, готовятся в районе Северного Тянь-Шаня, поскольку их очаги могут находиться на сравнительно небольших расстояниях от крупных городов – столицы Киргизии

Бишкека и южной столицы Казахстана мегаполиса Алма-Аты.

Предложенный метод может быть использован для среднесрочного прогноза сильных сейсмических событий в других внутриконтинентальных районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н. Геодинамические процессы в очаговой зоне Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. (Северный Тянь-Шань) // ДАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 93–97.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции // ДАН. 2009а. Т. 425. № 4. С. 539–542.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры // ДАН. 2009б. Т. 429. № 1. С. 106–109.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью // ДАН. 2010а. Т. 433. № 6. С. 808–812.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая // Вестник НЯЦ РК. 2010б. Вып. 1. С. 93–99.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин в регионе Южной Америки // Вестник НЯЦ РК. 2010в. Вып. 1. С. 100–110.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2010 г. № 6. С. 34–51.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11 марта 2011 г. ($M_w = 9.0$) в районе северо-восточной Японии // ДАН. 2011а. Т. 440. № 2. С. 246–249.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе очага Чилийского землетрясения 27.02.2010 г. ($M_w = 8.8$) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом региона // Геофизические исследования. 2011б. Т. 12. № 3. С. 22–32.
- Копничев Ю.Ф., Кунакова О.К., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Центральной и Южной Азии и их связь с сейсмичностью // Вестник НЯЦ РК. 2012. Вып. 1. С. 147–153.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся в континентальных районах перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 1. С. 5–15.

Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И. и др. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 115 с.

Полешко Н.Н. Механизмы очагов землетрясений и сейсмоструктурная деформация земной коры Северного Тянь-Шаня и Джунгарии / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата. 2009. 23 с.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

Lu Yu., Shen J., Wang W. Seismic gaps in the mainland of China // A coll. of pap. intern. symp. on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing: Seismol. Press. 1984. P. 111–131.

Rong Yu., Jackson D., Kagan Ya. Seismic gaps and earthquakes // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № 10. doi:10.1029/2002JB002334.

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 3425–3459.

RING STRUCTURES OF SEISMICITY IN CENTRAL TIEN SHAN AND DZUNGARIA: POSSIBLE PRECURSORY PROCESSES OF LARGE EARTHQUAKES

Yu. F. Kopnichev^a and I. N. Sokolova^b

^a *Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
ul. B. Gruzinskaya 10, Moscow, 125395 Russia*

e-mail: yufk@kndc.kz

^b *Institute of Geophysical Research, National Nuclear Center, Republic of Kazakhstan,
ul. Chaikinoi 4, Alma-Ata, 050020 Republic of Kazakhstan*

e-mail: sokolova@kndc.kz

Received April 15, 2012

Abstract—It is shown that episodes of comparative seismic quiescence that lasted about 20–25 years in the areas of study alternated with intervals of sharply increased seismicity as series of large ($M \geq 6.9$) earthquakes occurred during two to three decades. Since no $M \geq 6.6$ earthquake has occurred in the area for as long as 21 years after the 1992 Susamy event, intermediate-term prediction would require identification of zones of imminent large earthquakes. More reliable identification of such zones rests on data relating to inhomogeneities in the field of S-wave attenuation in the lithosphere, as well as on the characteristics of ring structures of seismicity. Such structures are formed as zones of seismic quiescence that are bounded by $M \geq M_{th}$ earthquake epicenters, where M_{th} is the threshold magnitude value. Correlative relationships were previously derived, $\lg L(M_w)$ and $M_{th}(M_w)$, for events with different focal mechanisms (L is the length of the longer axis of a seismicity ring and M_w is the magnitude of the associated large earthquake). These relationships were used to estimate the M_w of large events that can occur in these ring structures. The greatest earthquake with $M_w \geq 7.5$ is probably about to occur in southern Tien Shan, east of the 1949 Khait earthquake rupture. A smaller event ($M_w \sim 7.0$) can occur in the Kirgizskii Range area. Still smaller earthquakes probably have their precursory areas north and east of Lake Issyk-Kul, as well as in Dzungaria.