

УДК 550.344

## О КОРРЕЛЯЦИИ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧНОСТИ И ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНАХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР, ФОРМИРУЮЩИХСЯ ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

© 2010 г. Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова\*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН 123995 ГСП-5, Москва, Д-242,  
ул. Б. Грузинская, 10; E-mail: yufk@kndc.kz*

*\*Институт геофизических исследований НЯЦ РК Республика Казахстан 050020 Алма-Ата,  
ул. Чайкиной, 4; E-mail: sokolova@kndc.kz*

Поступила в редакцию 04.07.2008 г.

Рассмотрены характеристики сейсмичности в районах очагов двух сильнейших землетрясений: Суматринского 26.12.2004 г. ( $M_w = 9.0$ ) и Куньлуньского 14.11.2001 г. ( $M_w = 7.8$ ). Перед этими событиями в течение нескольких десятков лет сформировались кольцевые структуры, образованные эпицентрами сравнительно слабых землетрясений. Исследованы характеристики поля поглощения короткопериодных поперечных волн в районах кольцевых структур. Использован метод, основанный на анализе скорости затухания ранней коды  $S_n$  и  $L_g$ , позволяющий выделять неоднородности поля поглощения в верхах мантии. Показано, что кольцевым структурам соответствует относительно высокое поглощение S-волн по сравнению с областями внутри колец. Отсутствие современного вулканизма в районах колец сейсмичности говорит о том, что данный эффект связан с высоким содержанием свободных флюидов в верхах мантии. По аналогии с полученными данными выделена аномальная по этим параметрам зона в районе Северного Тянь-Шаня, которая может быть связана с подготовкой сильного землетрясения. Обсуждаются геодинамические механизмы, обуславливающие концентрацию флюидов в районах колец сейсмичности.

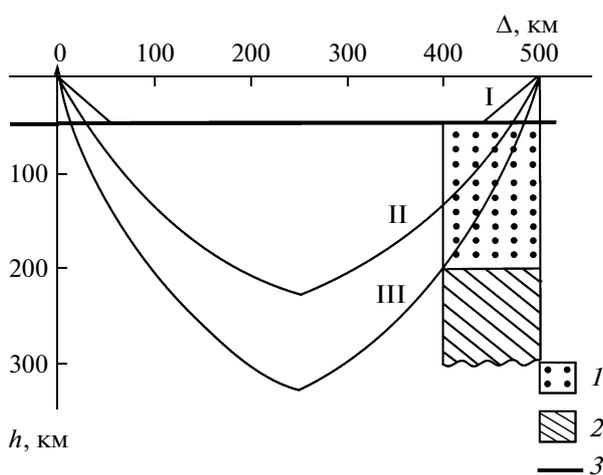
### ВВЕДЕНИЕ

Известно, что в разных районах земного шара перед многими сильными землетрясениями появляются кольцевые структуры сейсмичности, очерчивающие области относительно сейсмического затишья, которые формируются, как правило, в течение нескольких десятков лет [Соболев, 1993; Копничев, Михайлова, 2000; Копничев и др., 2006; Jaume, Sykes, 1999]. В большинстве случаев такие структуры формируются землетрясениями с энергией, на несколько порядков меньшей, чем энергия главных событий [Соболев, 1993; Копничев и др., 2006; Jaume, Sykes, 1999]. Эти данные имеют значение для прогноза мест подготовки сильных землетрясений, однако природа кольцевых структур остается невыясненной [Jaume, Sykes, 1999]. В связи с этим представляет большой интерес изучение тонкой структуры земной коры и верхов мантии в районах колец сейсмичности, в первую очередь выделение зон с относительно высоким содержанием флюидов. (Согласно полученным в последние годы данным, свободные флюиды в литосфере играют важнейшую роль в процессах подготовки сильных землетрясений [Копничев, Михайлова, 2000; Kasahara J. et al., 2001; Yamasaki, Seno, 2003]). Одним из наиболее эффективных параметров, позволяющих выделять зоны, насыщенные флюидами, служит поглощение короткопериодных S-волн, очень чув-

ствительных к присутствию жидкой фазы [Копничев, Михайлова, 2000; Копничев, Соколова, 2000; 2003; 2007; Копничев и др., 2004; 2006; 2009]. В настоящей работе проводится сопоставление характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах очагов двух сильнейших землетрясений – Суматринского 26 декабря 2004 г. ( $M_w = 9.0$ ) и Куньлуньского 14 ноября 2001 г. ( $M_w = 7.8$ ). По аналогии с полученными данными выделяется аномальная по этим параметрам зона в районе Северного Тянь-Шаня, где в течение нескольких сотен лет не было событий с  $M > 6.5$ .

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение кольцевых структур сейсмичности. На первом этапе рассматривались характеристики сейсмического режима в исследуемом районе, включающем очаговую зону сильного землетрясения. Строились карты эпицентров землетрясений, магнитуда которых не меньше так называемой пороговой ( $M_{пор}$ ), где  $M_{пор}$  было обычно на 2–3 единицы ниже, чем магнитуда главного события. Кольца сейсмичности строились таким образом, чтобы примерно одинаковое количество относительно слабых событий находилось по обе стороны от контуров колец. Практически во всех ранее рассмотренных случаях контуры колец по форме были близки к эллипсам [Соболев, 1993; Копничев, Михайлова,



**Рис. 1.** Схема хода лучей, формирующих коды волн Lg и Sn.

1 — область аномального поглощения в верхней мантии; 2 — область “нормального” поглощения; 3 — граница Мохо.

2000; Копничев и др., 2006; Jaume, Sykes, 1999]. Следует отметить, что кольцевые структуры “размываются” в случае, если выбираются очень низкие величины  $M_{пор}$  [Jaume, Sykes, 1999]. Рассматривались землетрясения, произошедшие после 1964 г., когда координаты событий стали определяться с относительно высокой точностью благодаря появлению мировой сети станций WWSSN [Butler et al., 2004]. Для районов Суматры и Тибета анализировались данные сейсмических каталогов NEIC с 1973 г. ([www.earthquake.usgs.gov](http://www.earthquake.usgs.gov)) и ISC за 1964–1972 гг. ([www.isc.ac.uk](http://www.isc.ac.uk)), а для района Центрального Тянь-Шаня — каталога СОМЭ МОН РК ([www.kndc.kz](http://www.kndc.kz)).

**Картирование поля поглощения.** Для этих целей использовался метод, основанный на анализе скорости затухания амплитуд в ранней коде Sn и Lg, который позволяет оценивать интегральное поглощение в верхах мантии в области эпицентра по данным одной станции [Копничев и др., 2009].

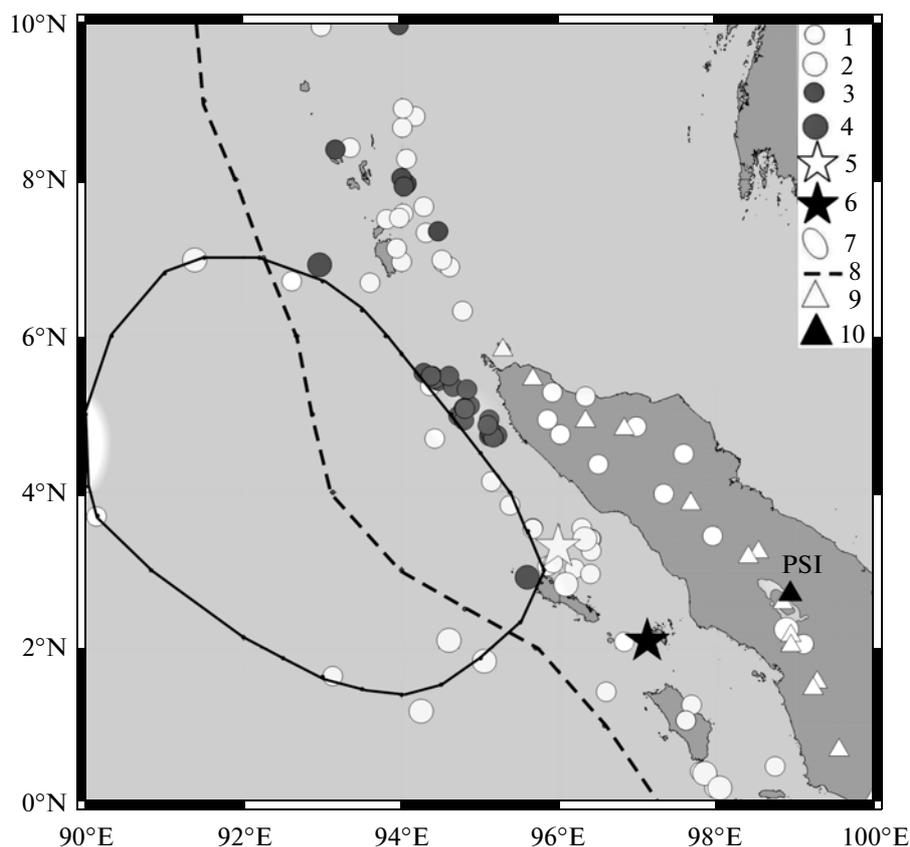
Рассматривались огибающие Lg- и Sn-коды записей сравнительно слабых землетрясений (как правило,  $M < 5.5$ ). Коровая фаза Lg представляет совокупность заперделно отраженных от границ коры поперечных волн; ее средняя скорость в разных районах очень устойчива и близка к 3.5 км/с [Копничев, 1985; Каазик и др., 1990]. Группа Lg исчезает, если трасса хотя бы частично проходит по океанической коре, а также при достаточно сильном поглощении в континентальной коре. В таких случаях на записях остается только группа Sn, проникающая в верхнюю мантию, со своей кодой (рис. 1) [Копничев, 1985; Копничев, Аракелян, 1988].

В работах [Копничев, 1985; Копничев, Аракелян, 1988; Каазик и др., 1990] проведено всестороннее исследование характеристик коды на частотах около

1 Гц (включая анализ направлений подхода и кажущихся скоростей, поляризации, пространственно-временных вариаций и т.д.). На основании этого анализа сделан вывод, что кода групп Sn и Lg имеет сходную природу, она формируется в основном S-волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии.

С увеличением времени  $t$ , прошедшего от начала излучения, в коде приходят волны, падающие на границу земной коры все более круто и проникающие на большие глубины в верхней мантии. На рис. 1 показана упрощенная схема хода лучей, формирующих коду Sn и Lg. Луч I представляет головную волну, распространяющуюся вдоль границы Мохо. Позже приходят S-волны, отраженные от различных границ в верхней мантии. В случае, если в области очага в верхах мантии существует зона относительно слабого (сильного) поглощения, это приведет к сравнительно медленному (быстрому) затуханию амплитуд в начальной части коды (лучи II и III). После луча III приходят S-волны, проникающие в область “нормального” (для данного диапазона глубин) поглощения. Это обеспечивает соответственно резкое увеличение или уменьшение скорости затухания амплитуд в коде. Разрешающая способность рассматриваемого метода составляет несколько десятков км [Копничев и др., 2009].

Поскольку поглощение существенно зависит от частоты колебаний [Копничев, 1985], предварительно проводилась узкополосная фильтрация вертикальных компонент записей. Использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной  $2/3$  октавы. По формуле  $A_c(t) \sim \exp(-\pi t / Q_s T) / t$  ( $A_c$  — амплитуда коды,  $T$  — период колебаний [Копничев, 1985; Копничев и др., 2009]) определялась эффективная добротность в интервале времени длительностью 70 с сразу после волны Lg (от  $t = 100$ –170 сек при эпицентральных расстояниях  $\Delta \sim 250$  км до  $t = 330$ –400 сек при  $\Delta \sim 1100$  км). Оценки показывают, что для волн, соответствующих концам этих интервалов, снос лучей на глубинах до 100 км составляет несколько десятков км (при нулевой глубине очага) [Копничев и др., 2009]. В тех случаях, когда на записях отсутствовала 1-герцовая группа Lg, измерения проводились после момента ее вступления по годографу. Отметим, что эффективная добротность  $Q_s$  отражает суммарный эффект собственно поглощения и рассеяния [Копничев, 1985]. Однако, как показано ранее, даже в районах сравнительно слабого затухания сейсмических волн в верхней мантии для частот  $\sim 1$  Гц выполняется соотношение  $\alpha_p / \alpha_r \gg 1$ , где  $\alpha_p$  и  $\alpha_r$  — соответственно коэффициенты поглощения и рассеяния [Копничев, 1985]. Об этом же говорят и результаты численного моделирования [Каазик, Копничев, 1990]. Учитывая это, можно считать, что величины  $Q_s$  в рассматриваемых случаях связаны в основном с поглощением поперечных волн. В отличие от работы [Копничев и др., 2009], здесь не определялась эффективная добротность в



**Рис. 2.** Характеристики сейсмичности в районе очага Суматринского землетрясения.

За период 01.01.1964–25.12.2004 гг.: 1, 2 – глубины 0–33 км и за период 26.12.2004–27.03.2005 гг.: 3, 4 – глубины 34–60 км.

1, 3 –  $5.5 \leq M < 6.5$ ; 2, 4 –  $M \leq 6.5$ ; 5, 6 – соответственно эпицентры землетрясений 26.12.2004 г. и 28.03.2005 г. ( $M_w = 8.6$ ); 7 – кольцо сейсмичности перед Суматринским землетрясением 26.12.2004; 8 – ось глубоководного желоба; 9 – вулканы; 10 – сейсмическая станция.

далекой коде, которая применялась для нормировки при сопоставлении данных, полученных в самых разных районах. Это позволило использовать при анализе записи сравнительно слабых событий.

## АНАЛИЗ ДАННЫХ

### Зона Суматринского землетрясения 26.12.2004 г.

Это событие, сильнейшее на земном шаре после 1964 г., вызвало грандиозное цунами в Индийском океане. Размер области афтершоков для него составляет около 1400 км. Механизм очага – надвиг, типичный для сильнейших землетрясений в зонах субдукции [Rhie et al., 2007].

На рис. 2 показаны эпицентры всех неглубоких ( $h \leq 33$  км) относительно сильных ( $M \geq 5.5$ ) землетрясений, произошедших в южной части очаговой зоны и ее окрестностях в период с 01.01.1969 по 25.12.2004 гг. Видно, что в области между  $1^\circ$  и  $7^\circ$ N эпицентры, в частности, формируют кольцевую структуру с большой осью размером около 700 км, вытянутую в северо-западном направлении. Эпи-

центр Суматринского землетрясения находится вблизи восточного края кольца. Необходимо отметить, что подавляющая часть относительно сильных афтершоков этого события с глубинами 34–60 км, зарегистрированных до 28.03.2005 г., когда в районе Суматры произошло еще одно сильнейшее землетрясение с  $M_w = 8.6$ , приходится на границу кольцевой структуры (см. рис. 2).

На рис. 3 представлен график зависимости величин  $M$  от времени для землетрясений в районе кольца сейсмичности за период с 1964 по 2004 гг. Из рисунка следует, что количество событий с  $M \geq 5.5$  резко выросло начиная с 1994 г. В последнее десятилетие перед Суматринским землетрясением 2004 г. произошли два достаточно сильных события с  $M = 7.1$  (08.11.1995) и  $M = 7.6$  (02.11.2002). Отсюда следует, что средняя скорость сеймотектонической деформации в районе кольцевой структуры достигла максимальной величины примерно за 2 года до главного события.

При изучении неоднородностей поля поглощения анализировались записи неглубоких землетря-

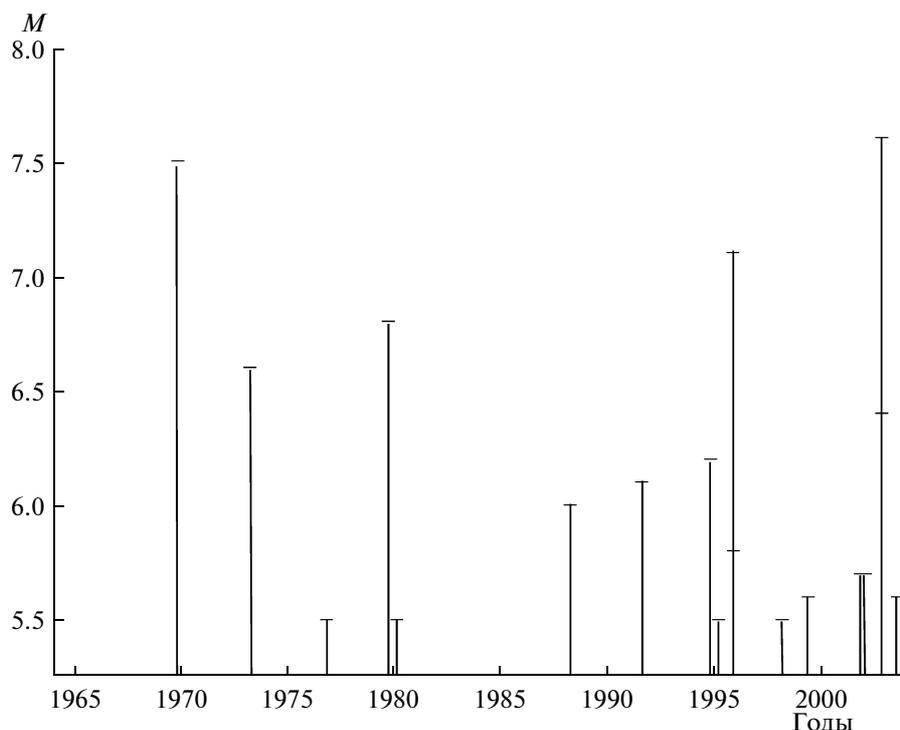


Рис. 3. Распределение во времени магнитуд землетрясений в районе кольцевой структуры.

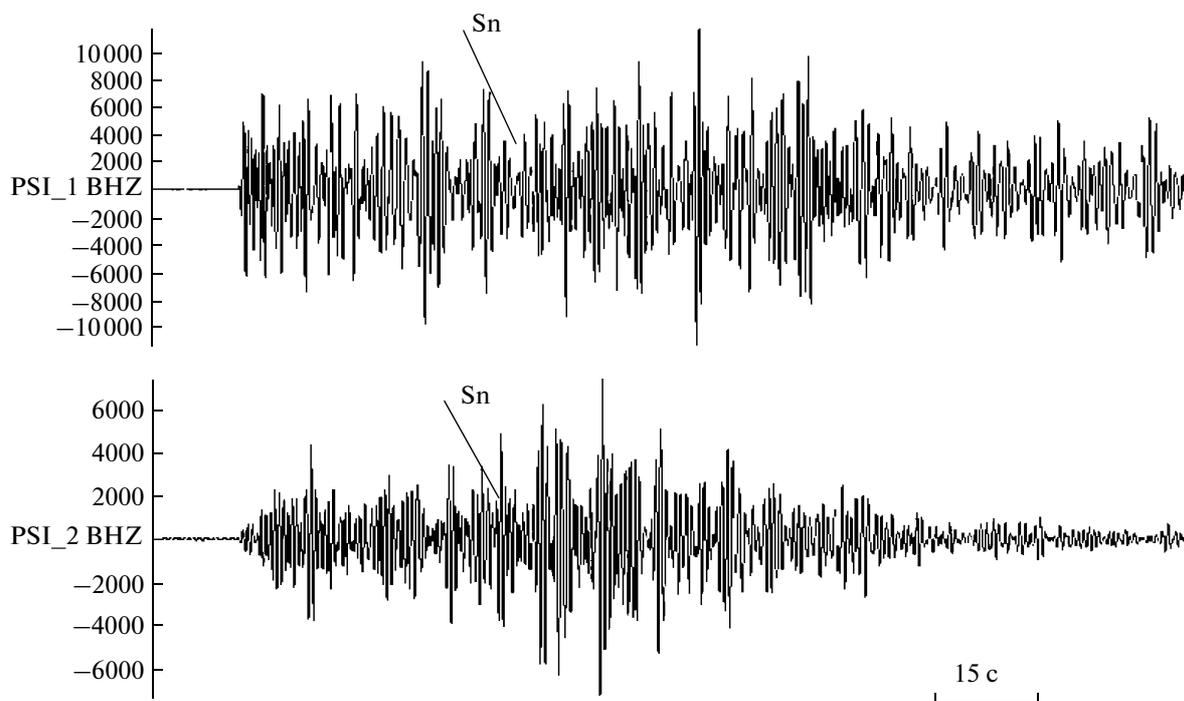
сений ( $h \leq 30$  км), полученные станцией PSI (в основном в 2004–2006 гг.) на эпицентральных расстояниях ~250–700 км. (Отметим, что толщина континентальной коры в районе о. Суматра – около 30 км [Simoes et al., 2004]). В общей сложности обработано более 200 записей событий с  $M \leq 5.5$ .

На рис. 4 приведены примеры записей двух коровых землетрясений, зарегистрированных станцией PSI. Эпицентры землетрясений находятся внутри кольца сейсмичности и на его границе. Из рисунка следует, что для первого события ранняя кода Sn (на отрезке длительностью ~70–80 с) затухает гораздо слабее, чем для второго.

На рис. 5 показаны примеры общих огибающих коды для разных участков очаговой зоны и ее окрестностей. Видно, что скорость затухания амплитуд в ранней коде существенно варьируется. В данном случае пологий наклон в начальной части коды соответствует районам глубоководного желоба и к востоку от вулканического фронта. Значительно более крутой наклон огибающих наблюдается в вулканической области. Необходимо отметить, что самое сильное затухание амплитуд коды для этого профиля соответствует району к западу от о. Суматра, на расстояниях около 180 км от желоба.

На рис. 6 представлена карта поля поглощения в рассматриваемом районе. Весь диапазон изменения величин  $Q_s$  разбит на три уровня, соответствующие повышенному ( $Q_s = 150–220$ ), промежуточному

(230–330) и пониженному (370–1000) поглощению. Каждый значок относится к центру небольшой зоны (размером, как правило, несколько десятков км), для которой строились общие огибающие коды и, следовательно, производилось осреднение данных. Видно, что в районе между желобом и о. Суматра выделяются две линейные полосы сильного поглощения, простирающиеся в северо-западном и северо-северо-восточном направлениях. Эпицентр Суматринского землетрясения находится в области пересечения этих полос. Важно отметить, что восточная часть кольца неглубокой сейсмичности приурочена к северо-западному и юго-западному участкам этих полос. Интересно, что юго-западный край южной полосы сильного поглощения пересекает желоб. К северо-западу от него поглощение резко уменьшается. Внутри кольца сейсмичности наблюдается в основном пониженное и промежуточное поглощение. На западной границе о. Суматра выделяется узкая зона промежуточных величин  $Q_s$ . К востоку от нее, в вулканической области, поле поглощения очень неоднородно. Заметим, что в районе самого северного плейстоценового вулкана Пулу-Вех наблюдается слабое поглощение, в то время как более южным молодым вулканам Селавайх Агам, Гередонг и Пеэтсагу, извергавшимся в 19–20 веках, соответствует сильное и отчасти промежуточное поглощение. К востоку от вулканического фронта (между  $97^\circ$  и  $98^\circ N$ ) величины  $Q_s$  резко возрастают.



**Рис. 4.** Примеры сейсмограмм землетрясений, полученных ст. PSI.

Здесь и ниже – фильтр 1.25 Гц. Верхняя трасса – эпицентр внутри кольца сейсмичности ( $2.88^{\circ}\text{N } 95.46^{\circ}\text{E}$ ,  $h = 25$  км,  $\Delta = 385$  км). Нижняя трасса – эпицентр в районе кольца ( $3.79^{\circ}\text{N } 95.80^{\circ}\text{E}$ ,  $h = 30$  км,  $\Delta = 367$  км). Здесь и на рис. 10, 15 указаны моменты вступления волн Sn и Lg, а также временной масштаб.

На рис. 7 показана зависимость эффективной добротности от расстояния для профиля, нормального к желобу (см. рис. 6). В целом величины Qs уменьшаются от желоба к вулканическому фронту. На этом фоне выделяется яркая аномалия Qs при пересечении полосы сильного поглощения (на расстояниях  $\sim 130$ – $200$  км от желоба). В среднем величины Qs здесь даже ниже, чем в вулканическом районе.

Полученные данные свидетельствуют о том, что восточной и юго-восточной границам кольца сейсмичности, проявившегося перед Суматринским землетрясением, соответствует высокое поглощение S-волн в верхах мантии.

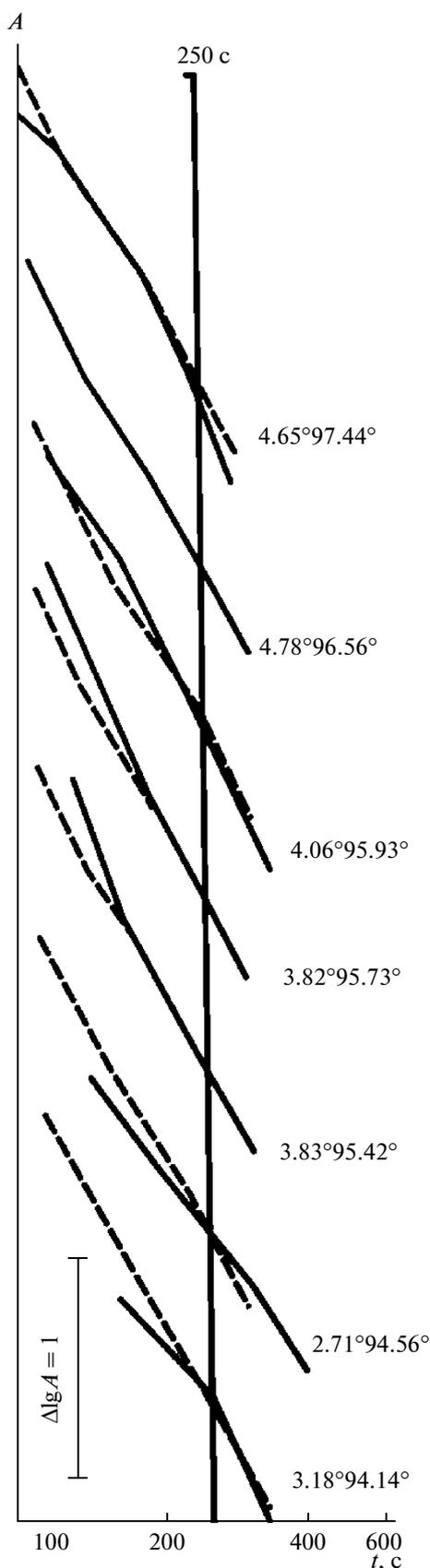
Зона Куньлуньского землетрясения 14.11.2001 г. Данное событие, произошедшее в районе Северного Тибета, было сильнейшим в Центральной и Южной Азии после Ассамского землетрясения 1950 г. Подвижка в очаге представляла правосторонний сдвиг, длина поверхностных разрывов – около 400 км [Bufe, 2004] (рис. 8). Разрыв в очаге распространялся с запада на восток [Bufe, 2004].

На рис. 8 показана также сейсмичность района Центральной Азии, ограниченного координатами  $31$ – $40^{\circ}\text{N}$ ,  $85$ – $95^{\circ}\text{E}$ . Отобраны все землетрясения с  $M \geq 5.5$  за период 01.01.1964–13.11.2001 г. Из рисунка следует, что подавляющая доля событий формирует кольцо с большой осью размером около 700 км,

вытянутое в северо-северо-восточном направлении. Эпицентр Куньлуньского землетрясения находится внутри кольца, на расстоянии  $\sim 150$  км от его восточной границы.

Рис. 9 иллюстрирует распределение землетрясений в районе кольцевой структуры во времени за период с 1964 по 2001 г. В данном случае 5 из 19 событий с  $M \geq 5.5$ , включая сильнейшее землетрясение 08.11.1997 г. ( $M = 7.5$ ), произошли с 1994 по 1997 г. Таким образом, можно считать, что кольцо сейсмичности в основном сформировалось примерно за 4 года до главного события.

По записям станций *LSA* и *WMQ* были исследованы неоднородности поля поглощения в рассматриваемом районе. В общей сложности обработано около 170 записей коровых землетрясений в диапазонах эпицентральных расстояний 330–730 и 550–1100 км соответственно для станций *LSA* и *WMQ*. На рис. 10 показаны примеры сейсмограмм землетрясений, полученных станцией *WMQ*. Из рисунка следует, что для эпицентра, расположенного на границе кольцевой структуры, ранняя кода Lg на отрезке длительностью  $\sim 60$ – $70$  с затухает гораздо быстрее, чем вне ее. На рис. 11 представлены общие огибающие коды Sn, построенные по записям станции *LSA* для южной части рассматриваемого района. Видно, что наклон огибающих в начальной части гораздо



круче для эпицентров, расположенных на границе кольца, по сравнению с зонами внутри и вне его.

На рис. 12 показана карта поля поглощения в рассматриваемом районе. Данные для каждой станции снова разбиты на три градации, отвечающие сильному ( $Q_s = 120-150$  и  $190-260$ ), промежуточному ( $160-200$  и  $270-310$ ) и слабому ( $210-300$  и  $340-420$ ) поглощению соответственно для станций *LSA* и *WMO*. Отметим, что большое различие величин  $Q_s$  для двух станций связано с особенностями строения литосферы и астеносферы в районах их расположения – в Восточном Тянь-Шане (ст. *WMO*) поглощение S-волн в земной коре и верхах мантии гораздо слабее, чем в Тибете (ст. *LSA*) [Шукин и др., 1987].

Из рис. 12 следует, что по данным станции *LSA* значки, соответствующие сильному поглощению, концентрируются на границе кольцевой структуры. В то же время внутри и вне кольца наблюдается промежуточное и пониженное поглощение. По данным станции *WMO*, на северной границе кольца наблюдается большая неоднородность поля поглощения – выделяются зоны как низких, так и промежуточных, и даже высоких величин  $Q_s$ . Вместе с тем внутри и вне кольца (за исключением зоны очага 2001 г.) имеет место в основном промежуточное и частично пониженное поглощение.

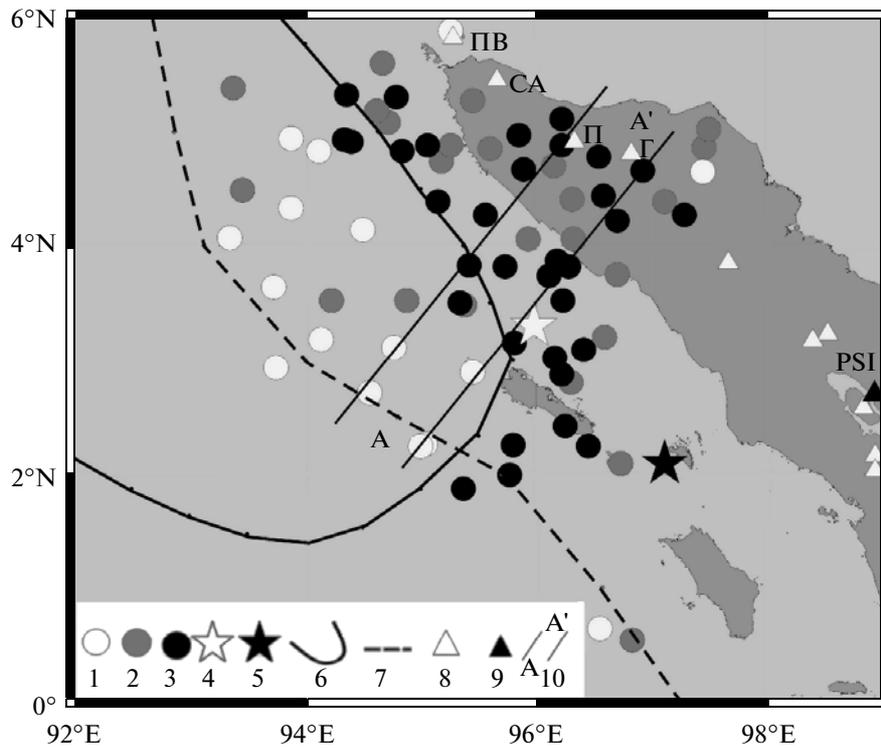
По записям этих станций удалось закартировать также очаговую зону Куньлуньского землетрясения. Из рис. 12 видно, что по данным ст. *WMO*, полученным в 1990–2004 гг., большей части очаговой зоны как внутри, так и вне кольца, соответствует яркая аномалия сильного поглощения. В то же время, по данным станции *LSA*, в очаговой зоне наблюдается промежуточное поглощение.

Следует отметить, что практически все крупные разломные зоны Тибета, так же, как и очаг Куньлуньского землетрясения 2001 г., ориентированы в субширотном направлении [Tarponnier, Molnar, 1977]. Отсюда следует, что в данном случае характеристики поля поглощения в районе кольца сейсмичности не связаны напрямую с положением главных тектонических нарушений в земной коре.

Таким образом, характеристики структуры литосферы в районах кольцевых структур, сформировавшихся перед сильнейшими землетрясениями в зоне субдукции (о. Суматра) и во внутриконтинентальном районе, оказались сходными – в обоих случаях кольцам сейсмичности соответствует относительно сильное поглощение S-волн в верхах мантии.

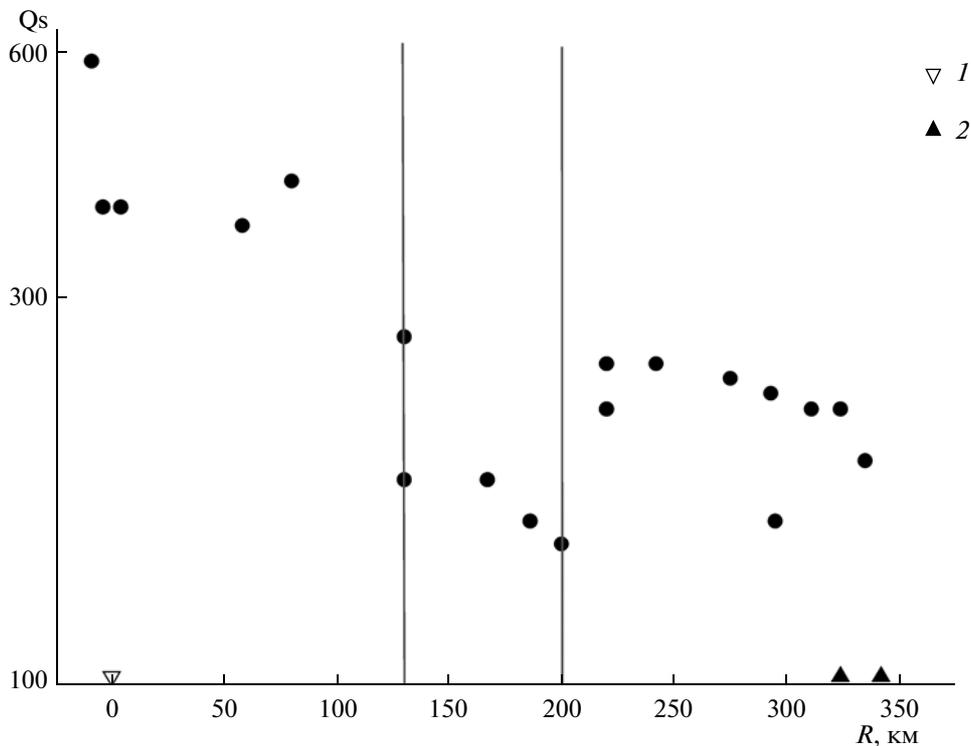
← **Рис. 5.** Огибающие коды для разных участков очаговой зоны и ее близких окрестностей.

Указаны координаты центров участков, для которых строились общие огибающие. Сверху вниз: 1 – за вулканическим фронтом, 2 (и пунктир) – вулканический фронт, 3 – между вулканическим фронтом и кольцом, 4, 5 – кольцо, 6, 7 – внутри кольца. Вертикальная линия (здесь и на рис. 11 и 16) соответствует времени, на котором совмещались огибающие.



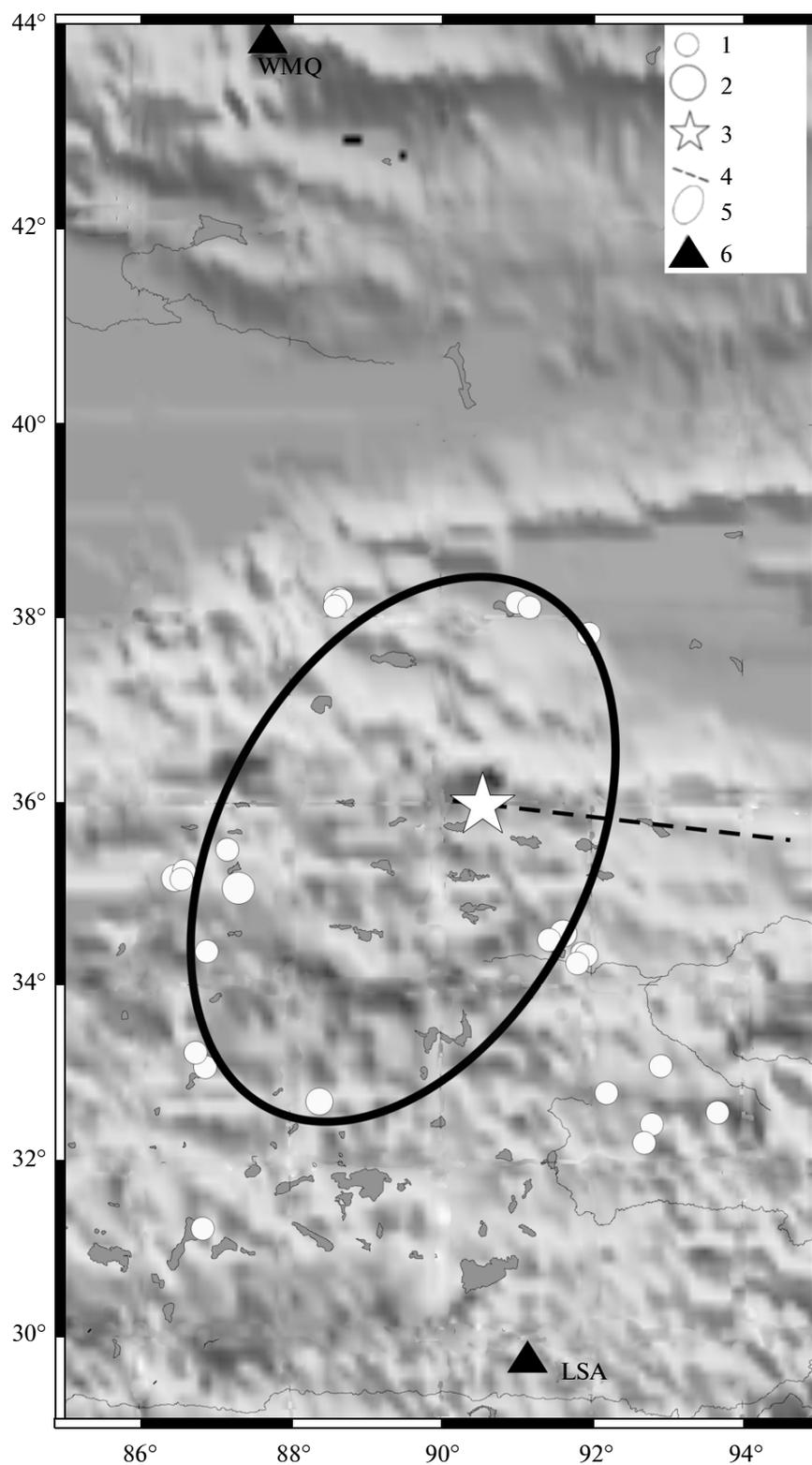
**Рис. 6.** Неоднородности поля поглощения поперечных волн в районе очага Суматринского землетрясения.

Поглощение: 1 – пониженное, 2 – промежуточное, 3 – повышенное; 4, 5 – соответственно эпицентры землетрясений 26.12.2004 г. и 28.03.2005 г.; 6 – кольцо сейсмичности перед землетрясением 26.12.2004 г.; 7 – ось глубоководного желоба; 8 – вулканы (отмечены упоминаемые в тексте: Пулу-Вех (ПВ), Селавайх Агам (СА), Гердонг (Г) и Пеэтсагу (П)); 9 – сейсмическая станция; 10 – профиль, для которого рассматривается зависимость эффективной добротности от расстояния до желоба.



**Рис. 7.** Зависимость величин  $Q_s$  от расстояния до желоба для профиля А–А' (см. рис. 6).

1 – ось глубоководного желоба, 2 – вулканы. Вертикальные линии – границы полосы сильного поглощения.



**Рис. 8.** Карта района исследований.

Эпицентры сильных землетрясений: 1 –  $5.5 \leq M < 6.5$ ; 2 –  $M \leq 6.5$ ; 3 – эпицентр Куныльнского землетрясения; 4 – положение поверхностных разрывов при Куныльнском землетрясении; 5 – кольцо сейсмичности; 6 – сейсмические станции.

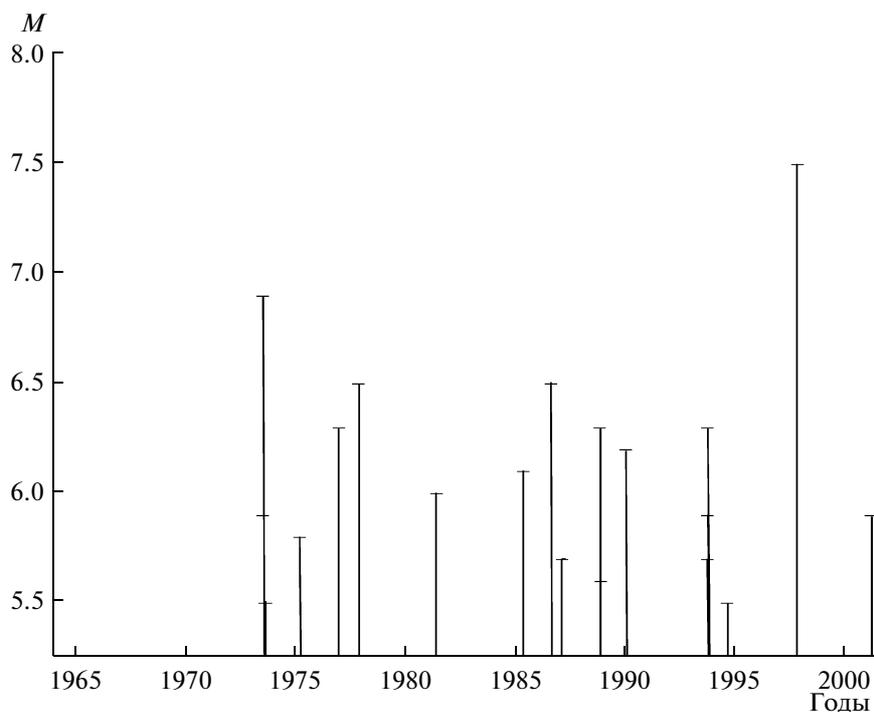


Рис. 9. Распределение во времени магнитуд землетрясений в районе кольцевой структуры.

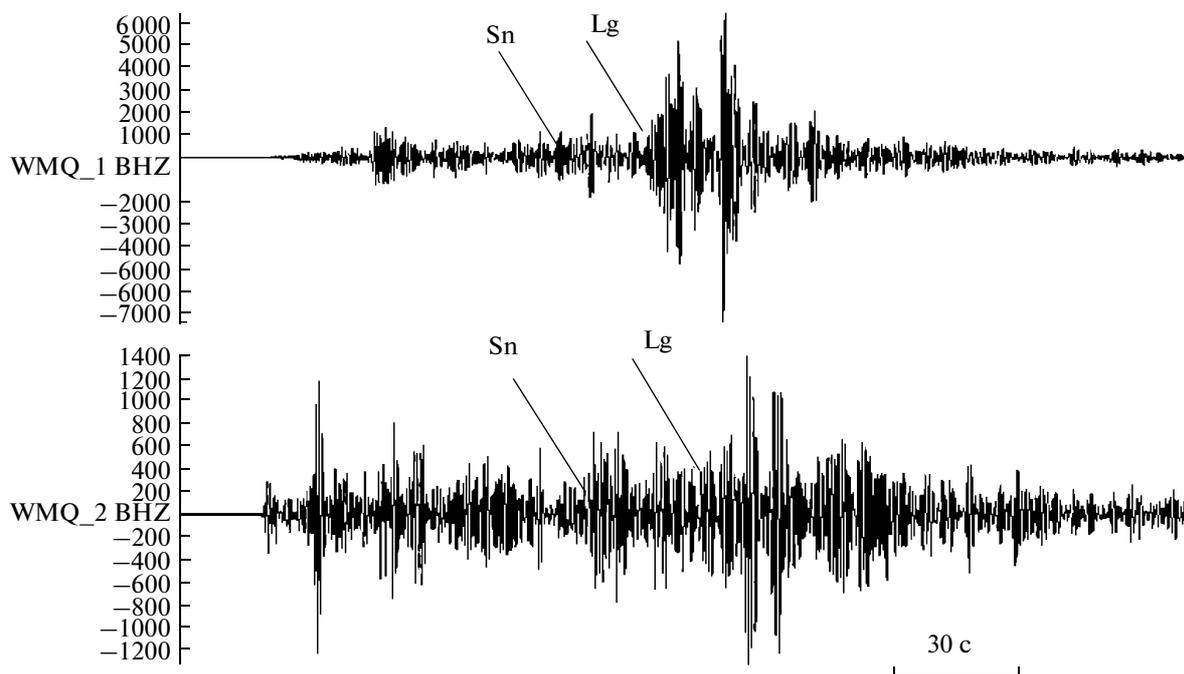
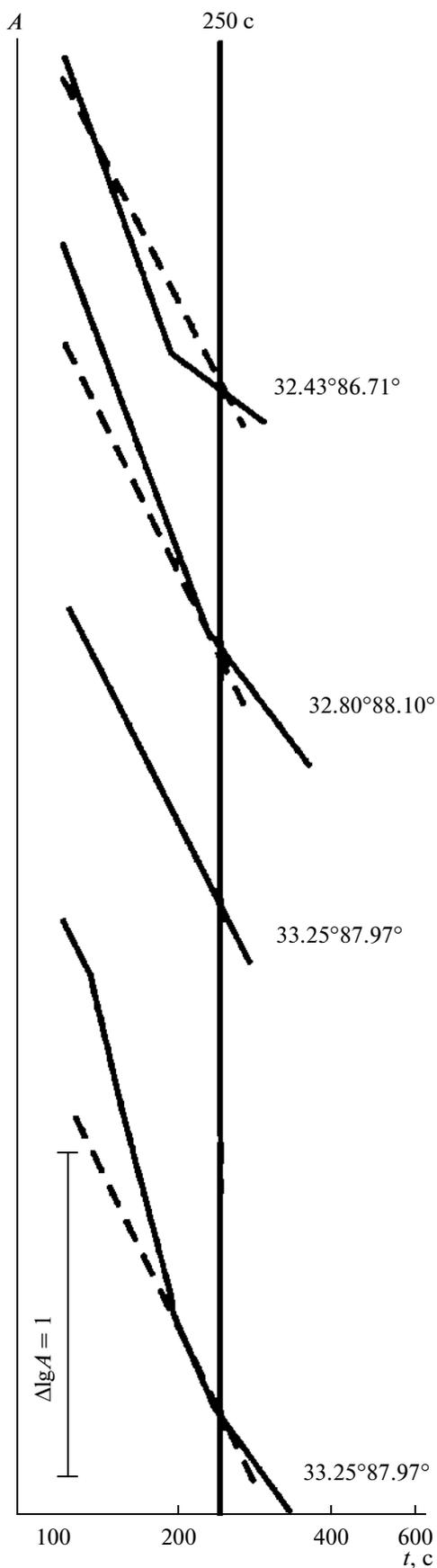


Рис. 10. Примеры сейсмограмм землетрясений, полученных ст. WMQ.

Верхняя трасса – эпицентр в районе кольца сейсмичности ( $38.17^{\circ}\text{N}$   $88.69^{\circ}\text{E}$ ,  $h = 14$  км,  $\Delta = 632$  км). Нижняя трасса – эпицентр вне кольца ( $37.36^{\circ}\text{N}$   $86.76^{\circ}\text{E}$ ,  $h = 33$  км,  $\Delta = 722$  км).



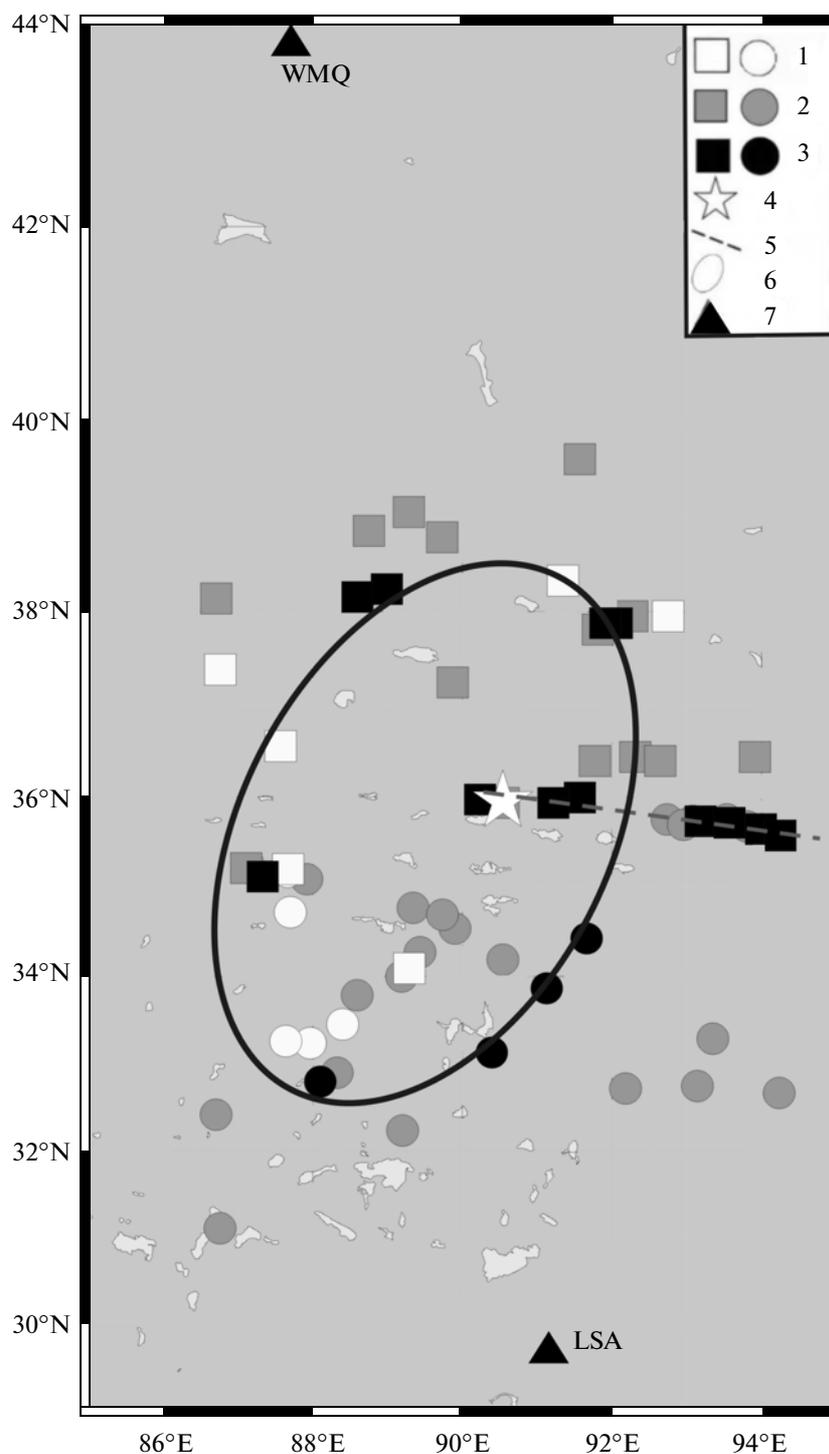
Ниже описываются результаты сопоставления характеристик сейсмичности и поля поглощения в выделенной ранее аномальной зоне Центрального Тянь-Шаня [Копничев и др., 2004; 2006], где в течение нескольких сотен лет не было сильных землетрясений.

**Район Центрального Тянь-Шаня.** Для анализа сейсмичности выбран интервал времени 1993–2007 гг., для того, чтобы исключить эффекты, связанные с Сусамырским землетрясением 19 августа 1992 г. ( $M = 7.3$ ), сильнейшим в районе Центрального Тянь-Шаня после Чаткальского землетрясения 1946 г. ( $M = 7.5$ ). Отметим, что, начиная с 1993 г., общий уровень сейсмичности в районе всего Тянь-Шаня резко снизился [Кондорская, Шебалин, 1977; Копничев и др., 2004]. Если в 1887–1992 гг. здесь происходило одно землетрясение с  $M \geq 7.0$  за 7–8 лет, то за последние 18 лет не было ни одного такого события. Кроме того, наблюдался и явный дефицит землетрясений с  $M \geq 6.0$  по сравнению с обычными характеристиками сейсмического режима. Все это может свидетельствовать о подготовке сильного землетрясения ( $M \geq 6.5$ ) в районе Тянь-Шаня в ближайшие годы [Копничев и др., 2004; 2006; Копничев, Соколова, 2007].

На рис. 13 представлены эпицентры всех землетрясений с  $K \geq 11.0$  в районе Центрального Тянь-Шаня, ограниченном координатами  $40\text{--}44^\circ\text{N}$ ,  $73\text{--}80^\circ\text{E}$ , за период 01.01.1993–01.07.2007 гг. Наибольший уровень активности за этот интервал времени соответствует району хребта Кокшаал, на границе с Таримом, где произошло несколько событий с  $M \geq 6.0$ . К западу от оз. Иссык-Куль выделяется кольцевая структура между  $75^\circ$  и  $76^\circ\text{E}$  с большой осью размером  $\sim 150$  км, вытянутая в субмеридиональном направлении. Она простирается от восточной границы Киргизского хребта до восточной части Нарынской впадины. Отметим, что большая плотность эпицентров относительно сильных событий на южной границе кольца необычна, поскольку она приходится на сравнительно слабосейсмичный район Нарынской впадины [Кондорская, Шебалин, 1977]. На восточной границе кольцевой структуры 25.12.2006 г. произошло Кочкорское землетрясение ( $M = 5.8$ ), сильнейшее в районе Тянь-Шаня в 2006 г.

Следует отметить, что описанная структура в районе Центрального Тянь-Шаня не является единственной. Сходное по размерам и форме кольцо сейсмичности можно выделить, например, в районе

**Рис. 11.** Примеры огибающих кривых в районе кольца сейсмичности. Сверху вниз: 1 – к юго-западу от кольца, 2, 4 – кольцо, 3 (и пунктир) – внутри кольца. Станция LSA.

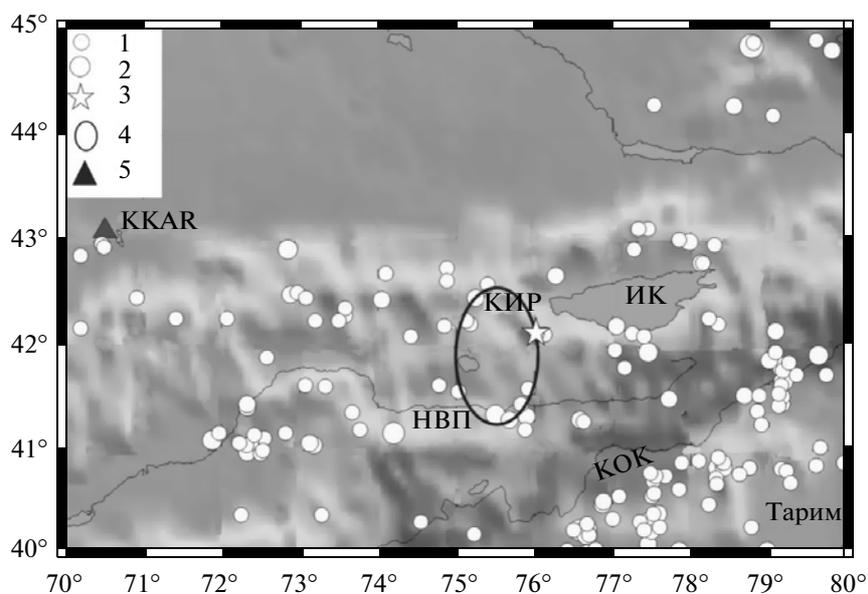


**Рис. 12.** Карта поля поглощения в районе Тибета.

Поглощение: 1 – пониженное, 2 – промежуточное, 3 – повышенное (квадратики – ст. *WMQ*, кружки – ст. *LSA*); 4 – эпицентр Куньлуньского землетрясения; 5 – положение поверхностных разрывов при Куньлуньском землетрясении; 6 – кольцо сейсмичности; 7 – сейсмические станции.

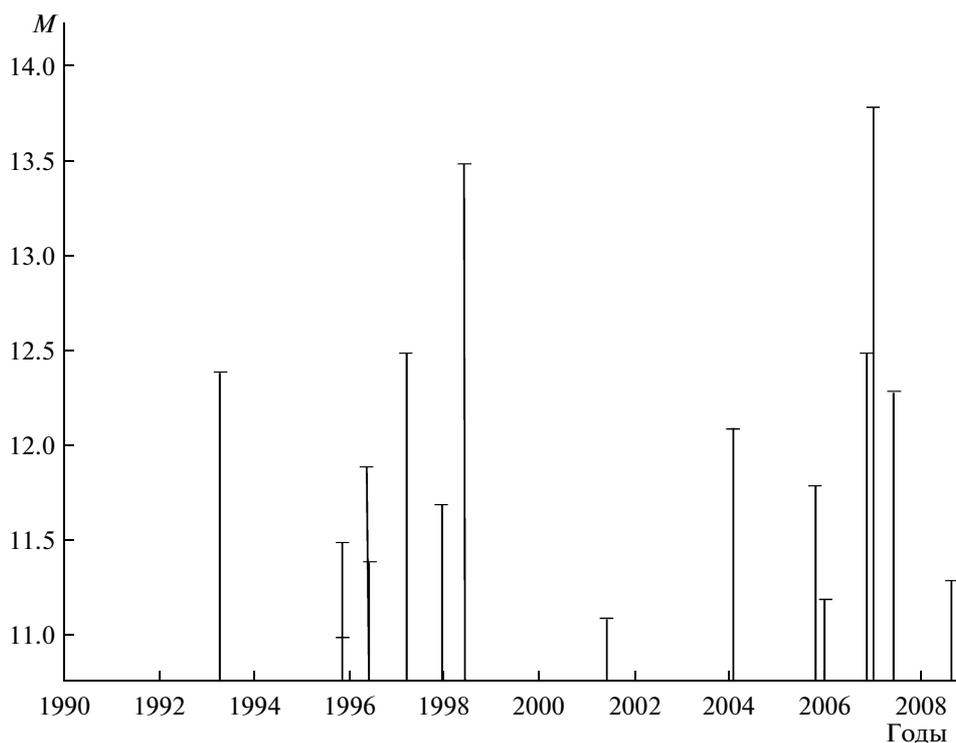
к юго-востоку от оз. Иссык-Куль, между  $77^{\circ}$  и  $79^{\circ}$  E (см. рис. 13). Мы акцентируем здесь внимание на характеристиках кольцевой структуры к западу от озе-

ра, поскольку она оказалась наиболее заметной в районе, в котором исследовались характеристики поля поглощения (см. ниже).



**Рис. 13.** Карта района исследований.

Эпицентры сильных землетрясений начиная с 1993 г.: 1 –  $11.0 \leq K < 12.0$ , 2 –  $K \geq 12.0$ ; 3 – эпицентр Кочкорского землетрясения 25.12.2006; 4 – кольцо сейсмичности; 5 – сейсмическая станция. Указаны тектонические структуры, упоминаемые в тексте: хр. Киргизский и Кокшаал (соответственно КИР и КОК), Нарынская впадина (НВП) и оз. Иссык-Куль (ИК).



**Рис. 14.** Распределение во времени энергетических классов землетрясений в районе кольцевой структуры.

На рис. 14 показано распределение землетрясений различных энергетических классов во времени в районе рассматриваемой структуры. Видно, что ко-

личество событий резко выросло в 2004–2007 гг. Можно предполагать, что кольцевая структура сформировалась в основном до 2008 г.

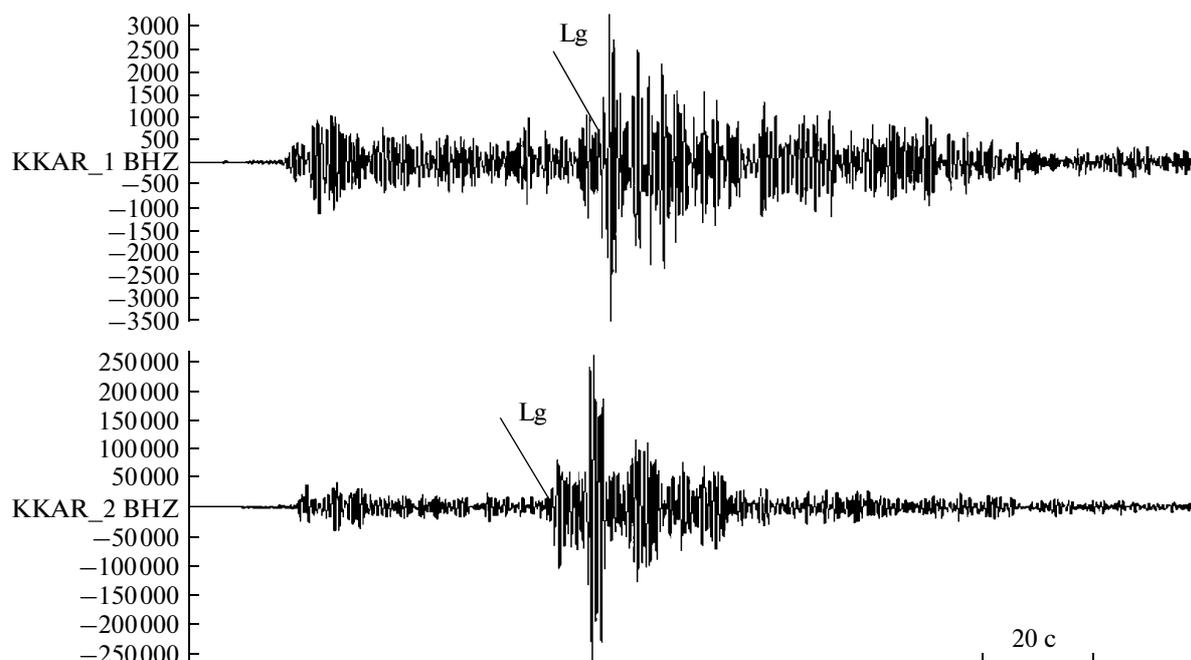


Рис. 15. Примеры сейсмограмм землетрясений, полученных ст. ККАР.

Верхняя трасса – эпицентр внутри кольца сейсмичности ( $41.67^{\circ}\text{N}$   $75.35^{\circ}\text{E}$ ,  $h = 10$  км,  $\Delta = 444$  км). Нижняя трасса – эпицентр в районе кольца ( $42.56^{\circ}\text{N}$   $75.28^{\circ}\text{E}$ ,  $h = 5$  км,  $\Delta = 380$  км).

По записям станции ККАР были исследованы характеристики поля поглощения S-волн в рассматриваемом районе. Обработано более 130 записей коротких землетрясений в диапазоне эпицентральных расстояний 320–700 км.

На рис. 15 показаны примеры сейсмограмм землетрясений с эпицентрами внутри и на границе выделенного кольца сейсмичности. Видно, что в начальной части коды Lg амплитуды затухают гораздо быстрее для эпицентра, расположенного на границе кольца.

Рис. 16 иллюстрирует общие огибающие коды Lg, построенные для профиля, пересекающего кольцо в субмеридиональном направлении. Из рисунка следует, что наклон огибающих ранней коды значительно круче для зон, расположенных на границе кольца по сравнению с внутренностью кольца и его окрестностями.

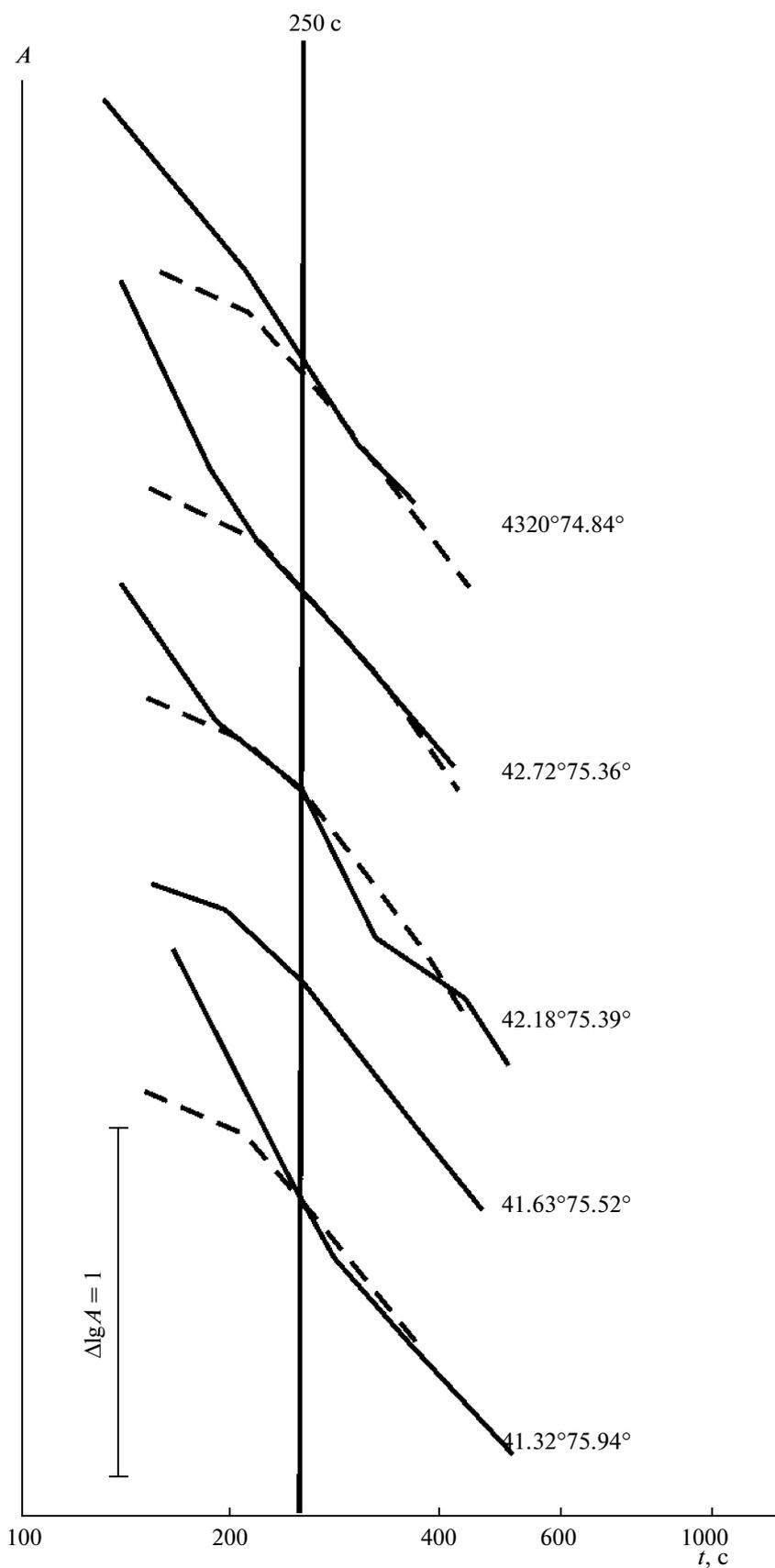
Все значения этого параметра разделены на три уровня, соответствующие повышенному ( $Q_s = 220$ – $290$ ), промежуточному ( $300$ – $370$ ) и пониженному ( $390$ – $1000$  и более) поглощению.

Из карты (рис. 17) следует, что в большей части района наблюдаются промежуточные и высокие величины  $Q_s$ . На этом фоне выделяется яркая аномалия низких величин добротности, приуроченная к кольцевой структуре. Центры зон сильного поглощения находятся на расстояниях от 0 до  $\sim 30$  км от границы кольца. Поле поглощения в районе кольца, так же, как и в районе Тибета, неоднородно: выделя-

ются также зоны промежуточных величин  $Q_s$ . Внутри кольца наблюдается в основном пониженное и частично промежуточное поглощение.

Заметим, что в рассматриваемом районе все крупные разломы, как и в районе Тибета, простираются в субширотном (тяньшаньском) направлении [Крестников и др., 1979]. Таким образом, можно полагать, что характеристики поля поглощения и в районе Центрального Тянь-Шаня не определяются структурой разрывов в земной коре.

На рис. 17 показаны также эпицентры сильных землетрясений ( $M \geq 6.0$ ), произошедших в районах Западного и Центрального Тянь-Шаня с 1885 по 2007 гг. Из карты видно, что вдоль северной границы Центрального Тянь-Шаня проходит субширотная полоса эпицентров, включающих два события с  $M \geq 8.0$  (Чиликское землетрясение 1889 г. и Кеминское 1911 г.). В западной части полосы существует пробел (между эпицентрами Беловодского землетрясения 1885 г. ( $M = 6.9$ ) и Кеминско-Чуйского землетрясения 1938 г. ( $M = 6.9$ )). Важно отметить, что к этому пробелу приурочены северные границы кольца сейсмичности и зоны сильного поглощения. В данном районе в течение примерно 500 лет не было землетрясений с  $M > 6.5$  [Кондорская, Шебалин, 1977; Крестников и др., 1979]. Вместе с тем здесь выделяется зона высокой плотности палеодислокаций, соответствующая событию такой силы, произошедшему, вероятно, в 15 веке [Кондорская, Шебалин, 1977; Крестников и др., 1979]. В то же время по инструментальным, историческим и палеосейсмиче-



**Рис. 16.** Примеры огибающих коды в районе кольца сейсмичности.

Сверху вниз: 1 – к северо-западу от кольца, 2, 5 – кольцо, 3, 4 (и пунктир) – внутри кольца. Станция ККАР.

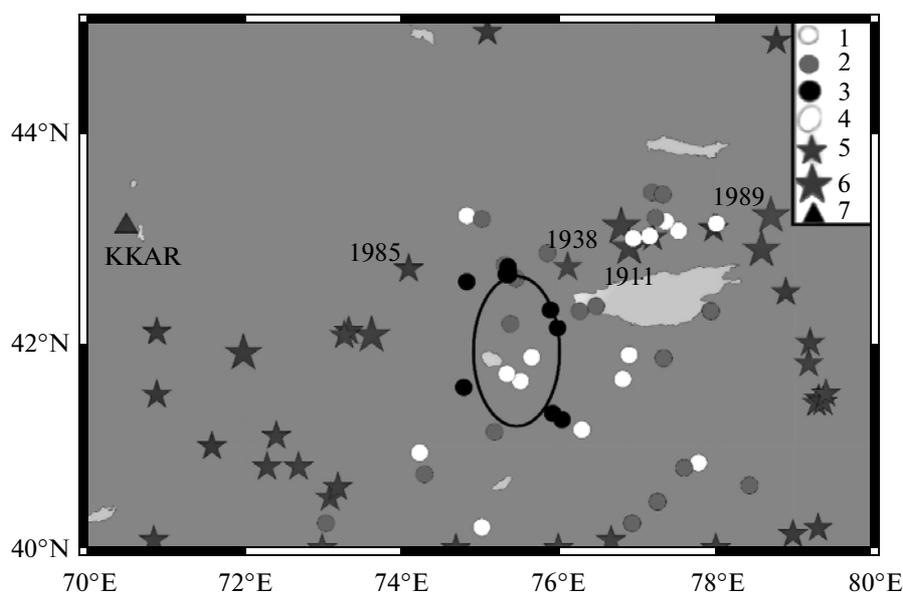


Рис. 17. Карта поля поглощения в районе Северного Тянь-Шаня.

Поглощение: 1 – пониженное, 2 – промежуточное, 3 – повышенное; 4 – кольцо сейсмичности. Эпицентры сильных землетрясений (1885–2007 гг.); 5 –  $6.0 \leq M < 7.0$ , 6 –  $M \leq 7.0$  (указаны годы событий, упоминаемых в тексте); 7 – сейсмическая станция.

ским данным не известны землетрясения с  $M > 6.5$  в южной части кольцевой структуры (в районе Нарынской впадины [Кондорская, Шебалин, 1977; Крестников и др., 1979]).

## ОБСУЖДЕНИЕ

В районах Суматры и Тибета выделены крупные кольцевые структуры сейсмичности, сформировавшиеся в течение нескольких десятков лет. Образование этих структур, ускорившееся в последние 7–10 лет перед сильнейшими землетрясениями, в основном завершилось за несколько лет до них. Аналогичная структура сейсмичности существенно меньшего размера выделена в районе Центрального Тянь-Шаня, где в течение нескольких сотен лет не было сильных землетрясений с  $M > 6.5$ .

В работе впервые показано, что кольцевым структурам сейсмичности соответствует повышенное поглощение S-волн в верхах мантии. Отметим, что высокое поглощение короткопериодных поперечных волн может наблюдаться в случае присутствия заметной доли частично расплавленного материала или флюидов. Однако во всех рассмотренных районах с кольцами сейсмичности не связан современный вулканизм, что говорит о присутствии здесь существенной доли флюидов.

В зоне субдукции (о. Суматра) поглощение в районе кольца сейсмичности оказалось даже сильнее, чем в вулканической области. Это свидетельствует о значительном содержании свободных флюидов в

мантийном клине и погружающейся океанической плите. Данный вывод подтверждается и приуроченностью большинства сильных относительно глубоких афтершоков к кольцу сейсмичности, сформировавшемуся до Суматринского землетрясения. (Возможно, они связаны с охрупчиванием материала верхней мантии в результате процессов дегидратации [Nakajima, Hasegawa, 2006; Yamasaki, Seno, 2003]).

Отметим также, что вытянутая в северо-западном направлении полоса сильного поглощения соответствует положению зоны максимальной скорости поднятия земной коры в области между желобом и вулканическим фронтом, наблюдавшейся до землетрясения 2004 г. [Simoes et al., 2004].

Судя по имеющимся данным, в юго-восточной части кольца сейсмичности в районе Суматры зона высокого поглощения практически непрерывна в полосе длиной ~500 км и шириной ~70 км. О протяженности этой зоны по вертикали можно судить по максимальной глубине афтершоков Суматринского землетрясения ( $h \sim 60$  км).

В то же время в рассмотренных континентальных районах субвертикальные зоны в верхах мантии, насыщенные флюидами, скорее всего, представляют дискретные пятна, разделенные участками с низким содержанием жидкой фазы. Горизонтальные размеры таких пятен, повидимому, не превышают первых десятков км. Судя по характеристикам коды местных землетрясений, в районе кольца сейсмичности в Центральном Тянь-Шане сильное поглощение наблюдается на глубинах ~30–100 км [Бакиров, 2006].

Внутри колец сейсмичности во всех трех районах наблюдается относительно слабое поглощение (как правило, величины  $Q_s$  здесь значительно выше, чем в ближайших окрестностях колец). Исключение представляет очаговая зона Куньлуньского землетрясения, вдоль которой, по данным ст. WMQ, идет узкая полоса сильного поглощения длиной ~400 км, пересекающая кольцо сейсмичности. Различие характеристик поля поглощения в восточной части очаговой зоны по данным двух станций, возможно, связано с тем, что ось полосы сильного поглощения смещена к северу относительно разломной зоны, по которой произошла подвижка при Куньлуньском землетрясении. (Здесь играет роль снос лучей при пересечении верхов мантии (см. рис. 1)).

Использованный нами метод картирования неоднородностей литосферы не позволяет судить о характеристиках поля поглощения в земной коре. Однако полученные ранее сейсмические данные наряду с данными МТЗ показывают, что в тектонически активных районах флюиды часто образуют связную сеть с сообщающимися порами в нижней части земной коры [Ваньян, Хайндман, 1996; Копничев, Соколова, 2007]. В случае, если такая сеть соединяется с аналогичной сетью в верхах мантии, это приводит к концентрации напряжений на выступах кровли двухфазного слоя вследствие большого различия плотностей флюида и вмещающих пород [Велихов и др., 2005; Gold, Soter, 1984]. (Интересно, что при такой ситуации не играет роли расстояние по горизонтали между “корнями” двухфазного слоя в верхах мантии и выступами его в нижней коре [Gold, Soter, 1984]). При достаточной мощности двухфазного слоя происходит гидроразрыв его кровли и флюид поднимается выше [Gold, Soter, 1984]. Это позволяет объяснить корреляцию характеристик сейсмичности и поглощения S-волн в районах кольцевых структур. Отметим, что подъем флюидов из верхней мантии энергетически выгоден, поскольку в конечном счете приводит к уменьшению потенциальной энергии Земли.

Относительно причин концентрации флюидов в верхах мантии в районах колец мы предлагаем следующую гипотезу. Слабое поглощение внутри кольцевых структур позволяет считать, что здесь располагаются относительно жесткие блоки с низким содержанием свободных флюидов. На границах таких блоков должна наблюдаться концентрация напряжений, что приводит, в частности, к образованию зон повышенной проницаемости земной коры [Кочарян, Спивак, 2003]. В последние годы получены экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что под действием сдвиговых напряжений может происходить существенная перестройка флюидного поля, в результате которой флюид, первоначально сконцентрированный в виде изолированных пузырьков в углах зерен, образует связную сеть, рас-

пространяющуюся по их граням [Hier-Majumder, Kohlstedt, 2006; Takei, 2005]. Это должно приводить к постепенному формированию флюидных “доменов” — вертикальных каналов, заполненных жидкой фазой. Как отмечалось выше, при достаточной протективности домена по вертикали он прорывает кровлю двухфазного слоя, начиная подниматься вверх, чему способствует также относительно высокая проницаемость горных пород [Кочарян, Спивак, 2003].

Полученные результаты имеют значение для решения задач сейсморайонирования и среднесрочного прогноза землетрясений. Дело в том, что при анализе одних данных по сейсмичности возможно выделение “ложных” колец, на самом деле не связанных с подготовкой сильных землетрясений (так же, как и ложных зон затишья [Rong et al., 2003]). В то же время параллельное использование данных о неоднородностях поля поглощения позволяет гораздо более уверенно выделять реальные кольцевые структуры.

Особое значение представляет обнаружение кольцевой структуры в районе Центрального Тянь-Шаня. Сопоставление с полученными ранее данными показывает, что эта структура попадает в северную часть полосы сильного поглощения в нижней коре и верхах мантии, выделенной путем анализа записей глубокофокусных гиндукушских землетрясений и коды местных событий [Бакиров, 2006; Копничев, Соколова, 2007]. Здесь идут активные геодинамические процессы, повидимому, связанные с подготовкой сильного землетрясения [Копничев и др., 2004; 2006; Копничев, Соколова, 2007]. Интересно, что аналогично районам Суматры и Тибета, в районе Центрального Тянь-Шаня также наблюдается резкий рост средней скорости сейсмотектонической деформации в последние годы. В связи с этим, как уже отмечалось ранее [Копничев и др., 2004; 2006; Копничев, Соколова, 2007], в данном районе необходимо проводить непрерывный мониторинг различных геофизических и геохимических параметров в целях краткосрочного прогноза сильного сейсмического события.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Показано, что перед двумя сильнейшими землетрясениями: Суматринским 26.12.2004 г. и Куньлуньским 14.11.2001 г. в течение нескольких десятков лет сформировались кольцевые структуры, образованные эпицентрами событий с  $M \geq 5.5$ .

2. Установлено, что кольцевым структурам соответствует относительно высокое поглощение короткопериодных поперечных волн в верхах мантии. Отсутствие современного вулканизма в районах колец свидетельствует о том, что этот эффект связан с высоким содержанием свободных флюидов.

3. Выделена кольцевая структура сейсмичности в районе Северного Тянь-Шаня, которой также соответствует повышенное поглощение S-волн. Предполагается, что эта структура связана с подготовкой сильного землетрясения в аномальной зоне Северного Тянь-Шаня, где не было сильных событий с  $M > 6.5$  в течение нескольких сотен лет.

Авторы выражают признательность IRIS DMC за предоставление цифровых данных станций GSN [Butler et al., 2004], а также члену-корр. РАН Г.А. Соболеву и анонимному рецензенту за полезные замечания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакиров А.Б.* Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек: Илим, 2006. 115 с.
- Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д.* О природе электропроводимости консолидированной коры // *Физика Земли*. 1996. № 4. С. 5–11.
- Велихов Е.П., Голубчиков Л.Г., Каракин А.В.* О возможности применения методов электрофизики для прогноза и воздействия на неглубокие землетрясения // *ДАН*. 2005. Т. 401. № 2. С. 238–241.
- Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф., Нерсесов И.Л., Рахматуллин М.Х.* Анализ тонкой структуры короткопериодных сейсмических полей по группе станций // *Физика Земли*. 1990. № 4. С. 38–49.
- Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф.* Численное моделирование группы Sn и коды в неоднородной по скорости и поглощению среде // *Вулканология и сейсмология*. 1990. № 6. С. 74–87.
- Кондорская Н.В., Шебалин Н.В.* Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Копничев Ю.Ф.* Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. 176 с.
- Копничев Ю.Ф., Аракелян А.Р.* О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км // *Вулканология и сейсмология*. 1988. № 4. С. 77–92.
- 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.* Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // *Физика Земли*. 2003. № 7. С. 35–47.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов // *ДАН*. 2004. Т. 395. № 6. С. 818–821.
- Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н., Соколова И.Н.* О геодинамических процессах в районе Центрального Тянь-Шаня: выделение аномальной области по сейсмическим данным // *Вестник НЯЦ РК*. 2004. Вып. 3. С. 111–118.
- Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н., Соколова И.Н., Аристова И.Л.* Новые данные о геодинамических процессах в аномальной зоне Северного Тянь-Шаня: возможная подготовка сильного землетрясения // *Вестник НЯЦ РК*. 2006. Вып. 2. С. 60–70.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения короткопериодных сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня // *Вулканология и сейсмология*. 2007. № 5. С. 54–70.
- Копничев Ю.Ф., Гордиенко Д.Д., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмических районов // *Вулканология и сейсмология*. 2009. № 1. С. 49–64.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 423 с.
- Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И. и др.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 115 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
- Щукин Ю.К., Рябой В.З. и др.* Глубинное строение слабосейсмических регионов СССР. М.: Наука, 1987. 238 с.
- Bufe C.* Comparing the November 2002 Denali and November 2001 Kunlun earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2004. V. 94. № 3. P. 1159–1165.
- Butler R., Lay T., Creager K. et al.* The Global seismographic network surpasses its design goal // *Eos, Transactions, AGU*. 2004. V. 85. № 23. P. 225, 229.
- Gold T., Soter S.* Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 1984/1985. V. 122. P. 492–530.
- Hier-Majumder S., Kohlstedt D.* Role of dynamic grain boundary wetting in fluid circulation beneath volcanic arcs // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L08305.
- Jaume S., Sykes L.* Evolving towards a critical point: a review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 1999. V. 155. P. 279–306.
- Nakajima J., Hasegawa A.* Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: reactivation of subducted fracture zone? // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L16309. doi: 10.1029/2006GL026773.
- Rhie J., Dreger D., Burgmann R., Romanowicz B.* Slip of the Sumatra-Andaman earthquake from joint inversion of long-period global seismic waveforms and GPS static offsets // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2007. V. 97. № 1A. P. S115–S127.
- Kasahara J., Toriumi M., Kawamura K.* Role of Water in Earthquake Generation // *Bull. Earthquake Res. Inst. Spec. Iss.* 2001. V. 76. № 3/4.
- Rong Yu., Jackson D., Kagan Ya.* Seismic gaps and earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B 10. doi: 10.1029/2002JB002334.
- Simoës M., Avouac J., Cattin R. et al.* The Sumatra subduction zone: a case for a locked fault zone extending into the mantle // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. № B10. doi: 10.1029/2003JB002958.
- Takei Ya.* Deformation-induced grain boundary wetting and its effects on the acoustic and rheological properties of

partially molten rock analogue // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № B12. B12203.

*Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and tectonics in China // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № B20. P. 2905–2930.

*Yamasaki T., Seno T.* Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab // J. Geophys. Res. 2003. V. 109. № B4. doi: 10.1029/2002JB001918.

@@@@@@@@@@