

УДК 550.344+550.34

## НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ АЛТАЯ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

<sup>1)</sup> Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup> Кунакова О.К., <sup>2)</sup> Соколова И.Н.

<sup>1)</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

<sup>2)</sup> Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Проведено картирование поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Алтая и прилегающей территории Монголии и Южной Сибири. Использован метод, основанный на анализе отношения максимальных амплитуд волн  $S_n$  и  $P_n$ . Обработано около 500 записей землетрясений, полученных станциями Маканчи и Улан-Батор на расстояниях ~300–1900 км. Показано, что в целом поглощение поперечных волн гораздо сильнее в западной части района по сравнению с восточной. В западной части района выделена V-образная полоса сильного поглощения в верхах мантии, к которой приурочены очаги Зайсанского землетрясения 1990 г. ( $M=6.9$ ) и Чуйского землетрясения 2003 г. ( $M=7.3$ ). В то же время очаговым зонам сильных землетрясений с  $M \geq 7.0$ , произошедших до 1970 г., соответствует относительно слабое поглощение поперечных волн. Сделан вывод, что перед сильными землетрясениями в районе Алтая, как и в других районах Центральной Азии, формируются зоны высокого содержания флюидов в литосфере. После сильных сейсмических событий флюиды в течение нескольких десятков лет поднимаются в земную кору из верхов мантии, что приводит к уменьшению поглощения волн  $S_n$ .

В последние 10-15 лет получены многочисленные данные, свидетельствующие о важной роли глубоких флюидов в процессах подготовки сильных коровых землетрясений [1–6]. Эти результаты могут быть использованы для разработки новых методов выделения очаговых зон возможных сильных землетрясений. Области высокого содержания флюидов в литосфере, связанные с подготовкой сильных землетрясений, могут быть обнаружены по характеристикам поля поглощения короткопериодных поперечных волн, наиболее чувствительных к присутствию жидкой фазы [1–8]. Ниже с этой целью рассматриваются характеристики поля поглощения в районе Алтая и на прилегающих территориях Монголии и Южной Сибири.

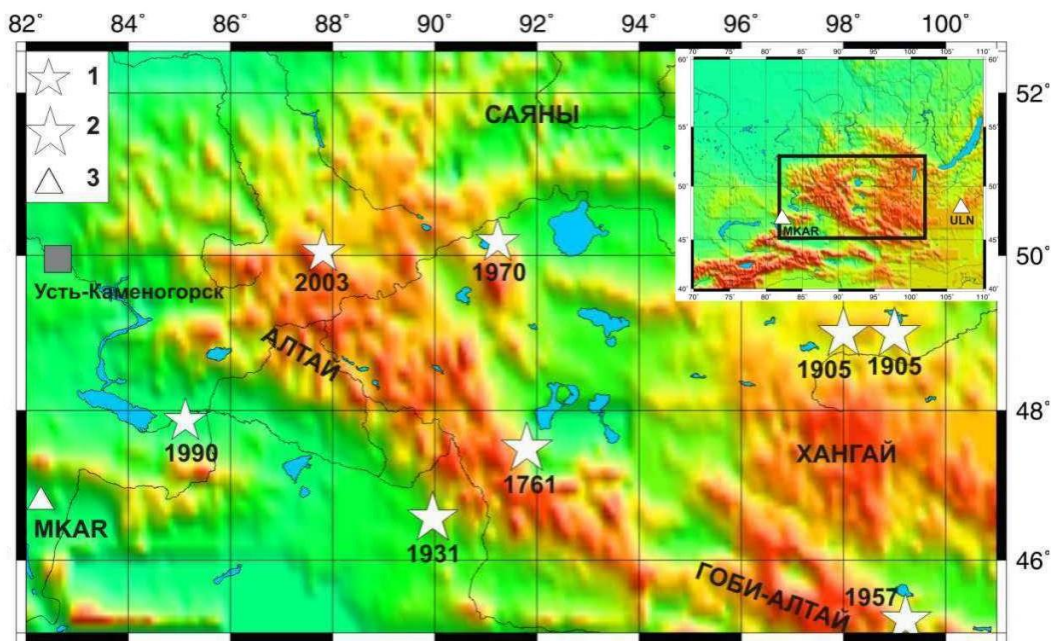
### ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Рассматривается большой район Центральной Азии, ограниченный координатами 45-52.5°N 82-101°E (рисунок 1). Здесь за последние 2.5 века зарегистрировано восемь достаточно сильных землетрясений, в том числе пять с  $M \geq 8.0$  (таблица 1, рисунок 1). Монгольское землетрясение 1791 г. ( $M=8.3$ ) было связано с крупным разлом Ар-Хутел северо-западного простирания. Цэцэргэгское землетрясение 09.07.1905 г. ( $M_w=8.5$ ) и Болнайское землетрясение 23.07.1905 г. ( $M_w=8.4$ ) были одними из сильнейших на Азиатском континенте с начала XX-го века. Очаги обоих этих событий (механизмы – левосторонние сдвиги) были приурочены к субширотному Болнайскому разлому; суммарная длина сейсмодислокаций составляла несколько сотен км. При Монголо-Ал-

тайском землетрясении 1931 г. ( $M_w=8.0$ ) длина разрывов на поверхности составляла около 200 км. Гоби-Алтайское землетрясение 04.12.1957 г. ( $M_w=8.1$ ), также с механизмом типа левостороннего сдвига было связано с субширотным разломом Богдо. Общая длина области дислокаций составляла ~270 км при ширине ~30 км. Довольно сильным было Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г. ( $M=7.0$ ); размер области его афтершоков составлял  $90 \times 40 \text{ км}^2$ . Зайсанское землетрясение 14.06.1990 г. ( $M_w=6.9$ ) было сильнейшим на территории Восточного Казахстана за историческое время. Очаг этого события был приурочен к зоне Уленгур-Зайсанского разлома; область афтершоков имела размеры ~45×15 км<sup>2</sup>. И наконец, Чуйское землетрясение 27.09.2003 г. ( $M_w=7.3$ ) имело очаг, вытянутый в направлении северо-запад – юго-восток; размер области афтершоков составлял ~75×30 км<sup>2</sup> [9]. Особенностью большинства сильных событий является то, что они приурочены к границам впадин (рисунок 1).

Таблица 1. Сильные землетрясения в районе Алтая

Дата	φ, °N	λ, °E	M	Название
09.12.1761	47.50	91.80	8.3	Монгольское
09.07.1905	49.00	99.00	8.5	Цэцэргэгское
23.07.1905	49.00	98.00	8.4	Болнайское
10.08.1931	46.57	89.96	8.0	Монголо-Алтайское
04.12.1957	45.18	99.22	8.1	Гоби-Алтайское
15.05.1970	50.17	91.23	7.0	Урэг-Нурское
14.06.1990	47.87	85.12	6.9	Зайсанское
27.09.2003	50.04	87.81	7.3	Чуйское



Эпицентры сильных землетрясений в районе Алтая: 1 –  $M=6.9-7.3$ , 2 –  $M \geq 8.0$ , 3 – сейсмическая станция

Рисунок 1. Район исследований (на врезке – расположение района исследований и сейсмические станции)

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для анализа поля поглощения отобраны записи коровых землетрясений, полученные станцией Маканчи (МКАР) в 1995–2012 гг. в диапазоне эпицентральных расстояний  $\Delta \sim 300-1450$  км. Кроме того, для сравнения рассмотрены записи землетрясений из этого же района, полученные станцией Улан-Батор (ULN) на расстояниях  $\sim 500-1900$  км (рисунок 1). В общей сложности обработано около 500 записей событий с  $M=3.5-5.5$ .

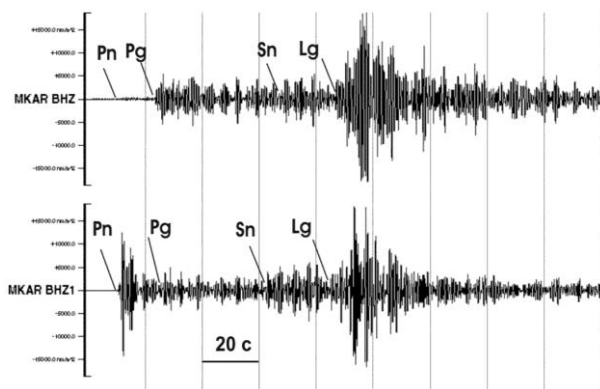
Использован метод картирования поля поглощения в литосфере по отношению максимальных амплитуд волн Sn и Pn (параметру  $\lg(A_{Sn}/A_{Pn})$ , который для краткости будем обозначать как Sn/Pn). Совокупность имеющихся данных позволила сделать вывод, что группа Sn сформирована поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии [7]. В этом случае при использовании записей одной станции уровень группы Sn служит мерой поглощения S-волн в нижней коре и верхах мантии в области эпицентра [4-6]. Параметр Sn/Pn используется для нормировки, поскольку волны Sn и Pn распространяются близкими трассами. При этом длина отрезков трасс, проходимых волнами Sn в нижней коре, составляет несколько десятков км и почти не зависит от  $\Delta$  [4-7], поэтому изменение параметра Sn/Pn с расстоянием происходит в основном вследствие вариаций поглощения в верхах мантии. В связи с тем, что поглощение существенно зависит от частоты колебаний, предварительно проводилась фильтрация вертикальных компонент записей (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы [8]).

#### АНАЛИЗ ДАННЫХ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рисунке 2-а приведены типичные примеры сейсмограмм событий из очаговых зон двух сильных землетрясений: Монголо-Алтайского 1931 г. и Чуйского 2003 г. (по данным станции МКАР). Эпицентры этих событий расположены примерно на одинаковых расстояниях от станции МКАР (534 и 557 км соответственно). Из рисунка 2 следует, что записи существенно отличаются друг от друга: для очаговой зоны землетрясения 1931 г. наблюдаются очень высокие отношения Sn/Pn, а для зоны события 2003 г. – очень низкие. Отметим, что на обеих записях доминирует коровая группа Lg [8].

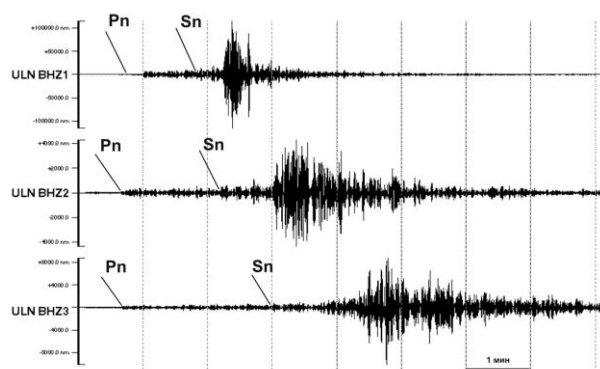
На рисунке 2-б представлены примеры записей событий из очаговых зон трех сильных землетрясений: Монголо-Алтайского 1931 г., Гоби-Алтайского 1957 г. и Чуйского 2003 г. (по данным станции ULN). Видно, что для всех трех сейсмограмм относительный уровень группы Sn достаточно высок по сравнению с нижней трассой на рисунке 2-а, несмотря на существенно большие эпицентральные расстояния (от  $\sim 660$  до  $\sim 1420$  км). В то же время значения параметра Sn/Pn значительно меньше для очаговой зоны Чуйского землетрясения, чем для зоны Монголо-Алтайского землетрясения (хотя эпицентральные расстояния для этих событий различаются сравнительно мало). Для рассматриваемых трасс максимальные амплитуды также соответствуют интерференционной группе Lg.

**НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ АЛТАЯ  
И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ**



верхняя трасса – зона очага 1931 г. (26.08.2003 г., 47.33° N, 89.27° E, h=10 км), нижняя – зона очага 2003 г. (05.11.2003 г., 50.08° N, 88.00° E, h=10 км)

*а) станция Моканчи (MKAR)*



верхняя трасса – зона очага 1957 г. (27.11.2011 г., 45.44° N, 99.23° E, h=10 км), средняя – зона очага 1970 г. (03.07.2003 г., 50.26° N, 90.92° E, h=10 км), нижняя – зона очага 2003 г. (27.09.2003 г., 50.02° N, 87.86° E, h=10 км)

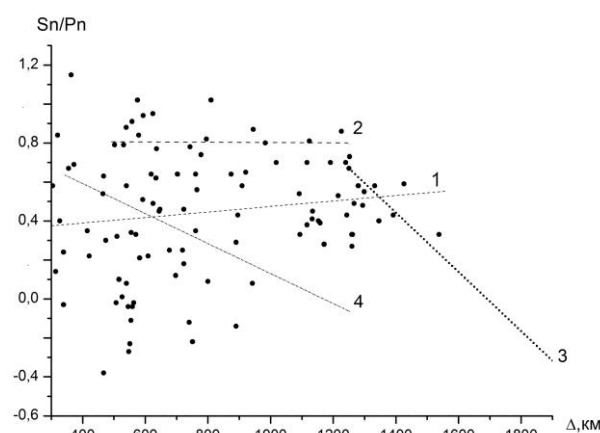
*б) станция Улан-Батор (ULN)*

На сейсмограммах указаны моменты вступления различных волновых групп

*Рисунок 2. Примеры сейсмограмм событий из очаговых зон сильных землетрясений района Алтая. Вертикальная компонента, канал 1.25 Гц*

На рисунке 3 показана зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния (по данным станции MKAR). Точки на рисунке в подавляющем большинстве соответствуют средним значениям, полученным для небольших зон с линейными размерами, как правило, несколько десятков километров. Несмотря на осреднение, которое позволяет уменьшить зависимость параметра Sn/Pn от диаграммы направленности излучения волн Sn и Pn, наблюдается очень большой разброс значений. Из рисунка следует, что в среднем величины Sn/Pn не падают с расстоянием, в отличие от других районов Центральной Азии [4–6]. Отметим, что данный эффект служит еще одним подтверждением вывода о том, что максимальные амплитуды в группе Sn не могут соответствовать головной волне, распространяющейся вдоль границы М [7] – очевидно, что в этом случае средняя величина параметра Sn/Pn может только уменьшаться с расстоянием.

Для сравнения на рисунке 3 приведены аналогичные данные, полученные по записям станции ULN. Видно, что для области к востоку от 90° E ( $\Delta < 1300$  км) средние величины Sn/Pn находятся на уровне ~0.80, что значительно выше, чем по данным станции MKAR. В то же время, к западу от 90° E наблюдается их резкое падение (до ~0.25 при  $\Delta \sim 1850$  км). Сопоставление с данными, полученными для районов Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии по записям станции MKAR [4], показало, что при  $\Delta \sim 600$  км средние величины Sn/Pn существенно выше для района Алтая (при  $\Delta \sim 1000$ –1300 км различия достигают ~0.35–0.60 ед. лог.).



Показаны линии регрессии для района Алтая: 1 – по данным станции MKAR; 2, 3 – по данным станции ULN (соответственно к востоку и западу от 90° E), 4 – по данным станции MKAR (район Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии)

*Рисунок 3. Зависимость параметра Sn/Pn от расстояния для района Алтая*

На рисунке 4 представлена карта поля поглощения S-волн в литосфере рассматриваемого района (по данным станции MKAR). Все величины Sn/Pn разбиты на три уровня, соответствующие пониженому ( $Sn/Pn \geq 0.70$ ), промежуточному ( $0.25 < Sn/Pn < 0.70$ ) и повышенному ( $0.25 \leq Sn/Pn$ ) поглощению. Здесь, в отличие от работ [4–6], не вводились поправки за расстояние, поскольку средние величины Sn/Pn растут с  $\Delta$ . Видно, что на большей части территории наблюдается относительно слабое поглощение. На этом фоне выделяется V-образная зона повышенного и отчасти промежуточного поглощения. Зона расположена в северо-западной части района, между 83° и 91° E (более широкая ее ветвь – на востоке, относительно узкая – на западе). Восточная ветвь этой зоны, вытянутая в северо-восточном направлении, пересекает высокогорные области Алтая. Западная ветвь, простирающаяся в северо-западном направлении, проходит по границе Рудного Алтая. Следует отметить, что в данном случае V-образная зона проявляется значительно более четко, чем это было приведено в [10], где было использовано относительно небольшое количество данных. Интересно, что большинство минимальных

значений параметра  $S_n/P_n$  (-0.38 – -0.03) соответствуют северо-западному краю V-образной зоны, а также очаговой зоне Чуйского землетрясения 2003 г. (очень низкие величины  $S_n/P_n$  для указанной зоны, расположенной на сравнительно небольших удалениях от станции MKAR, позволяют объяснить рост средних значений этого параметра с расстоянием). Еще одно небольшое пятно пониженных величин  $S_n/P_n$  находится к северу от оз. Убсу-Нур.

Полученные результаты хорошо согласуются с данными станции ULN, свидетельствующими о резком различии средних характеристик поля поглощения в западной и восточной частях рассматриваемого района (рисунок 3).

Сопоставление с сейсмичностью района показывает, что очаговым зонам сильных землетрясений, произошедших ранее 1990 г., включая все события с  $M \geq 8.0$ , соответствует пониженное и промежуточное поглощение (рисунок 4). В то же время очаг Чуйского землетрясения попадает в восточную часть зоны высокого поглощения поперечных волн. На расстоянии нескольких десятков км от южного края зоны (к юго-западу от него) располагается очаговая зона Зайсанского землетрясения 1990 г. С учетом сноса лучей в земной коре (~40–50 км для источников в верхней части земной коры при глубине границы  $M \sim 50$  км [4-6]) это также свидетельствует о сильном поглощении в верхах мантии под зоной этого события.

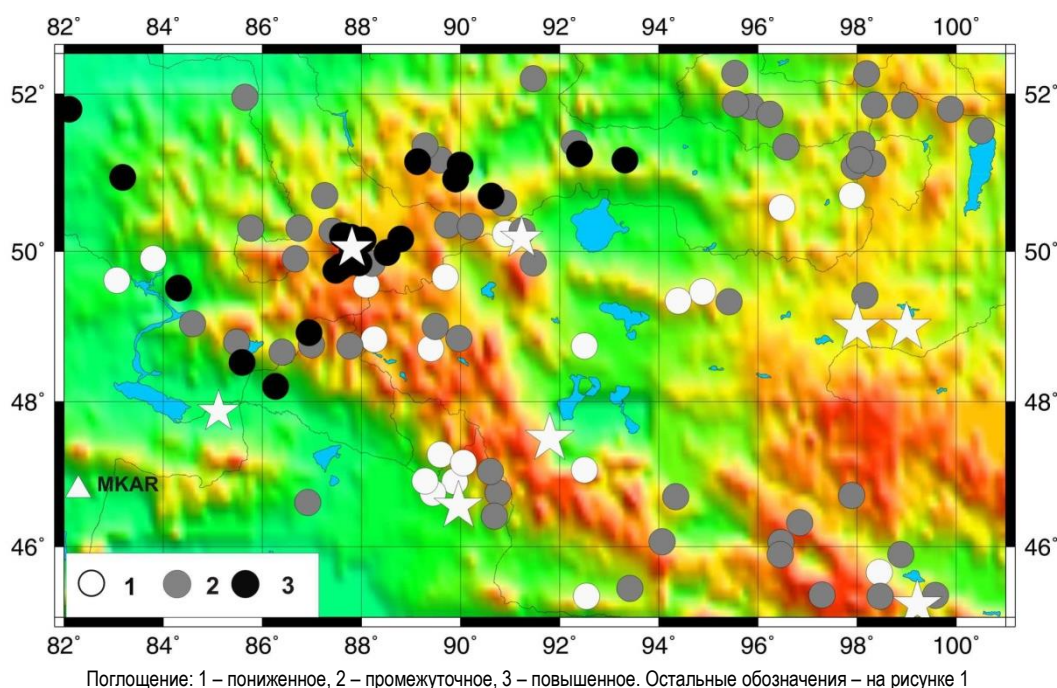


Рисунок 4. Карта поля поглощения поперечных волн в районе Алтая

Новые данные согласуются со сделанными ранее выводами об относительно высоком содержании флюидов в верхах мантии под очаговыми зонами перед сильными внутриконтинентальными землетрясениями [1-6]. Повышенное содержание флюидов, которые формируют связную сеть, приводящую к концентрации напряжений на кровле двухфазного слоя [11], обеспечивается в результате их постепенного подъема из верхов мантии [1, 3]. Известно, что в обычных условиях подъем флюидов, первоначально сконцентрированных в углах зерен породы, происходит вследствие приложения сдвиговых напряжений [12]. В этой связи следует заметить, что западная и восточная ветви V-образной зоны ориентированы в направлениях максимальных сдвиговых напряжений в земной коре Западного Алтая [9], аналогично областям сильного поглощения S-волн в

районах Гиндукуша, Памира, Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии [4, 6].

Как показано в [1, 3], после неглубоких сильных землетрясений происходит подъем флюидов из верхов мантии в земную кору в течение нескольких десятков лет. Это позволяет объяснить пониженное поглощение S-волн в верхах мантии под очаговыми зонами сильных событий, произошедших ранее 1990 г., а также достаточно высокое поглощение в земной коре под очагами Монголо-Алтайского и Урэг-Нурского землетрясений, что было установлено ранее путем анализа вариаций отношения амплитуд волн  $L_g$  и  $P_g$  (по записям станции MKAR [10]). Подъем флюидов в зоне события 1970 г. мог произойти за время не более 30–35 лет, что не противоречит оценкам, полученным по мировым данным [1, 3].

Сопоставление с результатами, полученными для других районов Центральной Азии [4–6], показывает, что в целом поглощение S-волн в литосфере Алтая сравнительно слабое, что свидетельствует об относительно низком содержании флюидов. Возможно, именно с этим связаны достаточно большие периоды повторяемости  $T_p$  для сильных землетрясений в районе Алтая (для  $M=7.0-7.5$   $T_p \sim 1-2$  тыс. лет [13]). Дело в том, что проницаемость верхнемантийных и коровых пород  $k$  очень сильно зависит от объемной доли флюидов  $\phi$  (согласно модели Мак-Кензи [14],  $k \sim \phi^3$ ). В связи с этим при уменьшении содержания флюидов резко возрастает время их миграции  $\theta$  ( $\sim 1/k$ ), в результате которой в верхах мантии и нижней коре может образоваться слой двухфазного материала со связанными порами и трещинами [11]. Для сравнения заметим, что в зонах субдукции, где в результате дегидратации материала погружающей

океанической коры верхи мантии относительно быстро насыщаются флюидами, величины  $T_p$  для  $M \sim 8.0$  составляют  $\sim 100-200$  лет [15].

Данные об аномалиях параметра  $S_n/P_n$  в очаговых зонах землетрясений 1990 и 2003 гг. (так же, как и для недавних сильных событий в других районах Центральной Азии [4–6]) позволяют использовать предложенную методику для выделения областей возможной подготовки сильных землетрясений. Судя по имеющимся данным, яркая аномалия параметра  $S_n/P_n$  в районе Алтая наблюдается в северо-западной части полосы высокого поглощения, вблизи которой находится довольно крупный промышленный центр – г. Усть-Каменогорск (Казахстан). Полученные результаты свидетельствуют о необходимости более детального изучения геодинамических процессов в этой области с целью среднесрочного прогноза сильных сейсмических событий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли, 2001. – № 11. – С. 73–86.
2. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли, 2003. – № 7. – С. 35–47.
3. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2007. – № 5. – С. 54–70.
4. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмических районов / Ю.Ф. Копничев, Д.Д. Гордиенко, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2009. – № 1. – С. 49–64.
5. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН, 2010. – Т. 433. – № 6. – С. 808–812.
6. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Центральной и Южной Азии и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, О.К. Кунакова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, – 2012. – Вып. 1. – С. 147–152.
7. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Центральной Азии и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН, 2011. – Т. 437. № 1. – С. 97–101.
8. Копничев, Ю.Ф. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км / Ю.Ф. Копничев, А.Р. Аракелян // Вулканология и сейсмология, 1988. – № 4. – С. 77–92.
9. Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. – М.: Наука. – 1985. – 176 с.
10. Глико А.О. (ред.). Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. – М.: ИФЗ РАН. – 2004. – 112 с.
11. Копничев, Ю.Ф. Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 1. – С. 93–99.
12. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T. Gold, S. Soter // Pure Appl. Geophys, 1984/1985. – V. 122. – P. 492–530.
13. Hier-Majumder, S. Role of dynamic grain boundary wetting in fluid circulation beneath volcanic arcs / S. Hier-Majumder, D. Kohlstedt // Geophys. Res. Lett, 2006. – V. 33. – PL08305.
14. Рогожин, Е.А. Очаговые зоны сильных землетрясений Алтая в голоцене. / Е.А. Рогожин, С.Г. Платонова // М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 130 с.
15. McKenzie D. The generation and compaction of partially molten rocks // J. Petrol, 1984. – V. 25. № 3. – P. 713–765.
16. Уеда С. Новый взгляд на Землю. – М.: Мир. – 1980. – 214 с.

**АЛТАЙДЫҢ ЛИТОСФЕРАСЫНДА ҚЫСҚАПЕРИОДТЫ S-ТОЛҚЫНДАР ЖҰТЫЛУ ӨРІСІНІҢ  
БІРТЕКТІ ЕСЕМЕСТІКТЕРІ ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ СЕЙСМИКАЛЫҚПЕН БАЙЛАНЫСЫ**

<sup>1)</sup> Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup> Кунакова О.К., <sup>2)</sup> Соколова И.Н.

<sup>1)</sup> *РФА Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей*

<sup>2)</sup> *Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

Алтай мен Монголия және Оңтүстік Сібірдің жанасқан аумақтарының литосферасында қысқапериодты S-толқындар жұтылу өрісін карталауы жүргізілген. Sn және Pn толқындардың максималды амплитудаларының қатынасын талдауында негізделген әдісі қолданылған. Мақаншы және Ұлан-Батор станцияларымен ~300–1900 км. қашықтықтарында алынған 500 жерсілкінулердің жазбалары өңделген. Тұтасында, ауданның батыс жағында көлденең толқындардың жұтылуы шығыстағымен салыстырғанда едәуір жоғары болуы көрсетілген. Ауданның батыс жағында мантияның жоғарында қатты жұтылудың V-тәрізді жолағы көрсетілген, оған Зайсандағы 1990 жылғы (M=6.9) және Шудағы 2003 жылғы (M=7.3) жерсілкінулердің ошақтары тұсталады. Сонымен қатар, 1970 жылға дейін болған  $M \geq 7.0$  қатты жерсілкінулердің ошақ зоналарына көлденең толқындар шамалы жұтылуы үйлесіп келеді. Алтай ауданында, Орта Азияның басқа аудандарындағыдай, қатты жерсілкінулер алдында литосферада флюидтердің жоғары мөлшері бар зоналар қалыптастырылу туралы қорытындысы жасалған. Қатты сейсмикалық оқиғалардан кейін флюидтер бір неше десте жылдар ағымында мантияның жоғары жағынан жер қыртысына көтеріледі, бұл, Sn толқындар жұтылуын төмендетуіне келтіреді.

**HETEROGENEITIES OF SHORT-PERIOD S WAVE ATTENUATION FIELD  
IN THE ALTAY LITHOSPHERE AND ITS RELATION TO SEISMICITY**

<sup>1)</sup> Yu.F. Kopnichev, <sup>2)</sup> O.K. Kunakova, <sup>2)</sup> I.N. Sokolova

<sup>1)</sup> *Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2)</sup> *Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan*

Mapping of short-period S wave attenuation field in the lithosphere of Altay and adjacent territories of Mongolia and South Siberia have been conducted. The authors used a method based on an analysis of a ratio of maximum amplitudes for Sn and Pn waves. About 500 earthquake seismograms obtained by Makanchi and Ulan Bator stations at distances of ~300–1900 km have been processed. As a whole, shear wave attenuation is much stronger in the western part of the region relative to the eastern one. V-shaped strip of high attenuation in the uppermost mantle is picked out in the western part of the region. Rupture zones of Zaisan earthquake of 1990 (M=6.9) and Chu earthquake of 2003 (M=7.3) are connected with this strip. At the same time relatively low attenuation corresponds to rupture zones of large and great earthquakes with  $M \geq 7.0$  that occurred before 1970. A conclusion has been made that zones of high fluid content in the Altay lithosphere, as in the other regions of Central Asia, are being formed prior to large shallow earthquakes. After large seismic events the fluids are ascending into the earth's crust from the uppermost mantle during a few decades, which leads to diminishing attenuation of Sn waves.