

УДК 550.344

КАРТИРОВАНИЕ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХАХ МАНТИИ АЛТАЯ

^{1,2)}Копничев Ю.Ф., ¹⁾Соколова И.Н.

¹⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

²⁾Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Проведено картирование поля поглощения короткопериодных поперечных сейсмических волн в земной коре и верхах мантии района Алтая. Используются методы, основанные на анализе отношения амплитуд волн Lg и Pg (Lg/Pg) Sn и Pn (Sn/Pn). В верхах мантии выделена V-образная зона сильного поглощения, к восточной части которой приурочены очаги трех сильнейших землетрясений с $M = (6.9 \div 7.3)$. В земной коре выделена широкая зона повышенного поглощения, простирающаяся в восточном-северо-восточном направлении. Обсуждаются причины корреляции характеристик поля поглощения и сейсмичности.

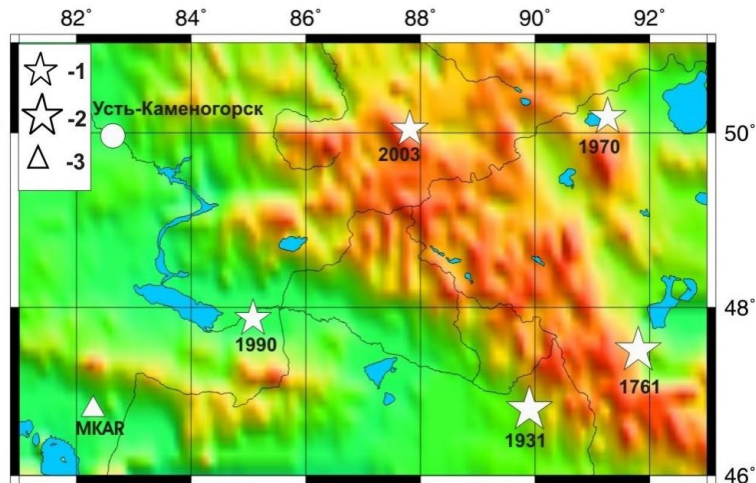
ВВЕДЕНИЕ

В последние годы получены данные, свидетельствующие о важной роли глубинных флюидов в процессах подготовки сильных коровых землетрясений [1 - 5]. Эти результаты могут быть использованы для разработки новых методов выделения очаговых зон возможных сильных землетрясений. Области высокого содержания флюидов в земной коре и верхах мантии, связанные с подготовкой сильных землетрясений, могут быть обнаружены по характеристикам поля поглощения короткопериодных поперечных волн, наиболее чувствительных к присутствию жидкой фазы [1, 3, 4]. В статье с этой целью

рассмотрены характеристики поля поглощения в районе Алтая, включающем очаговые зоны нескольких сильных землетрясений.

ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Рассматривается район Алтая (рисунок 1), ограниченный координатами $46.0 \div 51.5^\circ \text{ N}$ и $85 \div 93^\circ \text{ E}$, в котором за последние два с половиной века произошло пять сильных событий с $M_s > 6.8$: Монгольское 09.12.1761 г. ($M=8.3$), Монголо-Алтайское 10.08.1931 г. ($M=8.0$), Урэг-Нурское 15.05.1970 г. ($M=7.0$), Зайсанское 14.06.1990 ($M=6.9$) и Алтайское 27.09.2003 г. ($M=7.3$) землетрясения (таблица 1, рисунок 1).



Эпицентры сильных землетрясений: 1 – $M=(6.9 - 7.3)$; 2 - $M=(8.0 - 8.3)$; 3 – сейсмическая станция.

Рисунок 1. Район исследования - Алтай

Таблица 1. Сильнейшие землетрясения в районе Алтая

Название	Дата	φ , с.ш	λ , в.д.	M_s
Монгольское	09.12.1761	47.5	91.8	8.3
Монголо-Алтайское	10.08.1931	46.8	89.9	8.0
Урэг-Нурское	15.05.1970	50.17	91.23	7.0
Зайсанское	14.06.1990	47.87	85.12	6.9
Алтайское	27.09.2003	50.04	87.81	7.3

Монгольское землетрясение 1761 г. было сильнейшим в рассматриваемом районе, его очаг приурочен к крупному разлому Ар-Хутел северо-западного простирания [6]. При Монголо-Алтайском землетрясении 1931 г. длина разрывов на поверхности составляла ~ 200 км. Довольно сильным было Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г. на северо-востоке района, размер зоны его афтершоков составил $90 \times 40 \text{ км}^2$. Зайсанское землетрясение 14.06.1990 г. было сильнейшим на территории Восточного Казах-

стана за историческое время. Очаг землетрясения был приурочен к зоне Уленгур-Зайсанского разлома; область афтершоков имела размеры $\sim 45 \times 15 \text{ км}^2$. И наконец, Алтайское землетрясение 27 сентября 2003 г., имело очаг, детально исследованный геологическими и геофизическими методами [7], вытянутый в направлении северо-запад – юго-восток. Размер области афтершоков составил $\sim 75 \times 30 \text{ км}^2$. Особенностью всех этих событий является то, что они приурочены к границам впадин (рисунок 1). Следует отметить также, что сейсмические процессы в районе Алтая характеризуются некоторыми необычными чертами. Во-первых, сильнейшие землетрясения здесь имеют очень большие периоды повторяемости ΔT . Так, по палеосейсмологическим данным для землетрясений с $M \sim (7.0 \div 7.5)$ в районе Горного Алтая величина ΔT варьируется в диапазоне от 1000 до 2000 лет [6]. Во-вторых, у сильных землетрясений в районе Алтая, как правило, наблюдается аномально большая длительность афтершоковых процессов [7]. Так, например, активность в зоне Алтайского землетрясения 2003 г. продолжается уже в течение 6 лет, тогда как афтершоковый процесс в очаговой зоне Сусамырского землетрясения 19.08.1992 г. ($M=7.3$) в районе Центрального Тянь-Шаня длился не более 6 месяцев.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследований отобраны записи коровых землетрясений, полученные станцией Маканчи (MKAR) в 1995 - 2008 гг., в диапазоне эпицентральных расстояний $\sim (400 \div 850)$ км (рисунок 1). В общей сложности обработано около 180 записей событий с магнитудой $M \sim (3.5 \div 5.5)$. Наибольшее количество данных относится к очаговой зоне Алтайского землетрясения 2003 г.

Использованы методы анализа поля поглощения короткопериодных поперечных волн в земной коре и верхах мантии [8, 9]. При этом рассмотрены отношения максимальных амплитуд волн Sn и Pn ($\lg(A_{Sn}/A_{Pn})$), а также волн Lg и Pg ($\lg(A_{Lg}/A_{Pg})$), которые для краткости обозначены как Sn/Pn и Lg/Pg, соответственно. Группы Lg и Pg представляют совокупность соответственно поперечных и продольных волн, многократно отраженных от границы M под предельными углами, поэтому параметр Lg/Pg характеризует поглощение S-волн в земной коре на трассе от очага до станции. Совокупность имеющихся экспериментальных данных позволила сделать вывод, что группа Sn сформирована поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии [9]. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что по-

ле поглощения S-волн в земной коре и верхах мантии имеет мозаичный характер [10]. Поскольку размер зоны Френеля $R_f \sim \sqrt{L\lambda}$, где L – расстояние от источника до неоднородности, λ – длина волны [8], отношение R_f/a (a – характерный размер неоднородности поля поглощения) растет с увеличением L, то максимальная доля энергии должна поглощаться вблизи эпицентра данного события.

Известно, что поглощение сейсмических волн в земной коре, как правило, максимально в нижней ее части, а в верхах мантии быстро убывает с глубиной [1, 10]. Поэтому при использовании записей, полученных одной и той же станцией, параметр Lg/Pg служит мерой поглощения S-волн в нижней коре, а Sn/Pn – в нижней коре и верхах мантии вблизи от эпицентра данного события [9]. При этом необходимо учитывать, что волны Sn пересекают земную кору под более крутыми углами, чем группа волн Lg, в связи с чем снос лучей Δl в земной коре для них меньше, чем для запредельно отраженных волн, формирующих группу Lg (оценки показали, что величина Δl составляет около 60 км для луча, отраженного под предельным углом от границы M, в случае скоростного разреза очаговой зоны землетрясения 2003 г. при мощности коры 55 км [7] и нулевой глубине очага). Отсюда следует, что для волн Lg снос до глубин ~ 30 км, обычно соответствующих кровле слоя сильного поглощения в континентальных районах [1, 10], составляет несколько десятков км. По аналогии с оценками, сделанными в работе [16] для S-волн от глубокофокусных гиндукушских землетрясений, можно считать, что для группы Sn снос лучей в нижней коре и верхах мантии составляет $\sim (30 \div 100)$ км. Так как поглощение существенно зависит от частоты колебаний [8], предварительно проводилась частотная фильтрация записей вертикальных компонент (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы [8, 9]).

АНАЛИЗ ДАННЫХ

На рисунке 2 приведены примеры записей двух событий из очаговых зон сильных землетрясений: Монголо-Алтайского 1931 г. и Алтайского 2003 г. Эпицентры этих событий расположены примерно на одинаковом расстоянии от станции MKAR (534 км и 557 км, соответственно). Однако из рисунка 2 видно, что записи существенно отличаются друг от друга: для очаговой зоны землетрясения 1931 г. наблюдается очень высокое отношение амплитуд Lg/Pg и, особенно, Sn/Pn, а для зоны события 2003 г. характерны относительно высокая величина Lg/Pg и очень низкая – Sn/Pn.

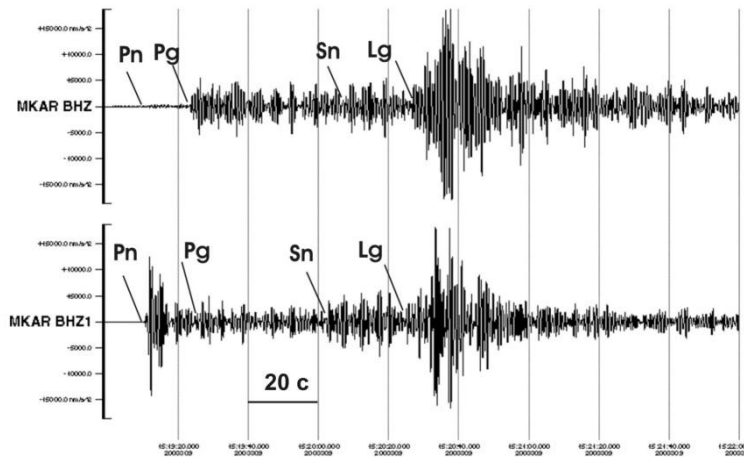


Рисунок 2. Примеры сейсмограмм событий из очаговых зон сильных землетрясений района Алтая: верхняя трасса – зона очага 1931 г. (26.08.2003 г., 47.33° N, 89.27° E, $h=10$ км); нижняя трасса – зона очага 2003 г. (05.11.2003 г., 50.08° N, 88.00° E, $h=10$ км). Станция MKAR, канал 1.25 Гц

Картирование поля поглощения в районе Алтая. На рисунке 3 показана зависимость значений Sn/Pn от эпицентрального расстояния для исследуемого района. Точкам на рисунке 3 соответствуют средним значениям, полученные для небольших зон с линейными размерами, как правило, несколько десятков километров. Для анализа полученные данные разделены на три группы, соответствующие поглощению пониженному Sn/Pn = (0.74 ÷ 1.15), промежуточному Sn/Pn = (0.29 ÷ 0.69) и повышенному Sn/Pn = (-0.38) ÷ (+0.25).

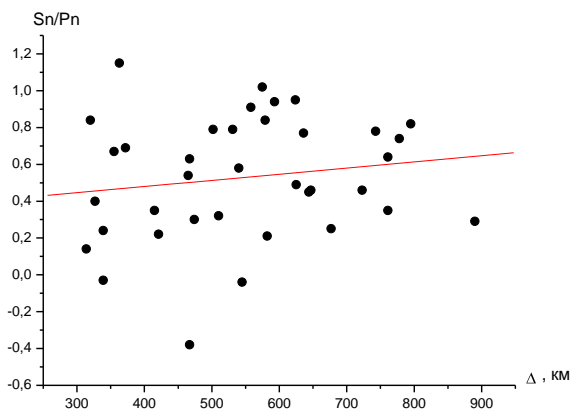


Рисунок 3. Зависимость значений параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния

Как видно из рисунка 3, отмечается очень большой разброс средних значений параметра Sn/Pn (более полутора единиц логарифма). На фоне этого разброса выявить зависимость параметра от расстояния не удастся. В среднем величина Sn/Pn равна 0.53 ± 0.33 .

На рисунке 4 приведено пространственное распределение в верхах мантии значений параметра Sn/Pn (повышенного, промежуточного, пониженного поглощения). Видно, что на большей части района наблюдается достаточно слабое поглощение, в том числе в очаговых зонах землетрясений, про-

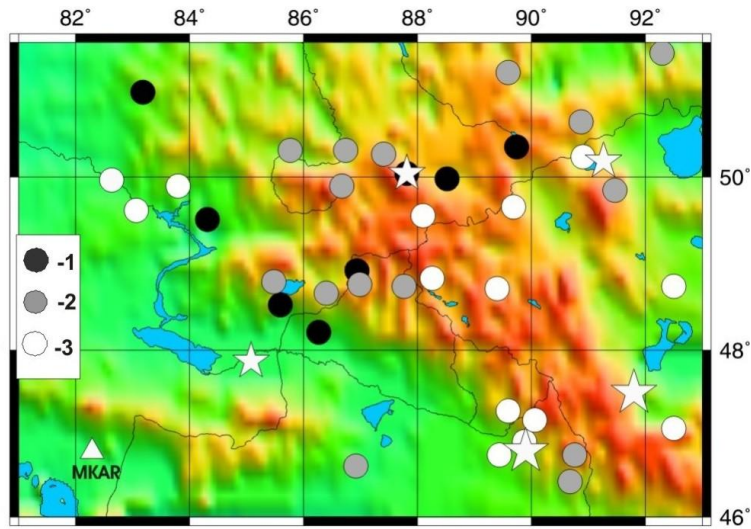
изошедших в 1761, 1931 и 1970 гг. На этом фоне выделяется V-образная полоса сильного и отчасти промежуточного поглощения, расположенная между 83° и 90° E. На восточную часть этой полосы приходится очаг Алтайского землетрясения 2003 г. Рядом с восточным краем полосы находится очаговая зона землетрясения 1970 г. На расстоянии нескольких десятков км от южного края полосы (к юго-западу от него) располагается очаговая зона Зайсанского землетрясения 1990 г. Западная часть полосы сильного поглощения уходит в район Рудного Алтая. Следует отметить, что очень низкие (отрицательные) значения параметра Sn/Pn в диапазоне (-0.38) ÷ (-0.03) соответствуют только очаговой зоне землетрясения 2003 г. и северо-западному участку V-образной полосы.

Рисунок 5 иллюстрирует зависимость параметра Lg/Pg от эпицентрального расстояния.

Наблюдается сравнительно небольшой разброс значений (от 0.30 до 1.04), в среднем $Lg/Pg=0.61 \pm 0.21$. Рассматриваемый параметр достаточно слабо падает с расстоянием.

На рисунке 6 показано распределение поглощения в земной коре Алтая. Весь диапазон изменения параметра Lg/Pg разбит для анализа на две градации, соответствующие поглощению пониженному $Lg/Pg= (0.61 \div 1.04)$ и повышенному $Lg/Pg= (0.30 \div 0.60)$. Наиболее яркая черта поля поглощения - широкая полоса низких значений параметра, простирающаяся в восточном-северо-восточном направлении от оз. Зайсан к оз. Убсу-Нур.

На юго-западной границе полосы находится очаг Зайсанского землетрясения 2003 г., в центре – очаг Алтайского землетрясения 2003 г., и на северо-востоке – очаг Урэг-Нурского землетрясения 1970 г. Следует отметить, что к полосе сильного поглощения приурочена самая высокогорная часть Западного Алтая, где находятся г. Белуха (высота 4506 м), Цаст-Ула (4208 м) и Таван-Богдо-Ула (4082 м).



Поглощение: 1 – повышенное, 2 – промежуточное, 3 – пониженное. Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 4. Пространственное распределение значений параметра S_n/P_n в районе Алтая

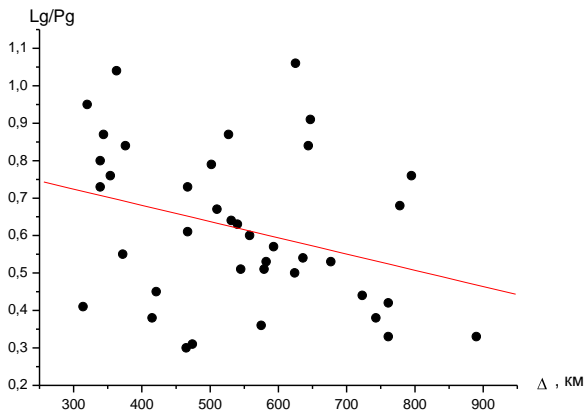
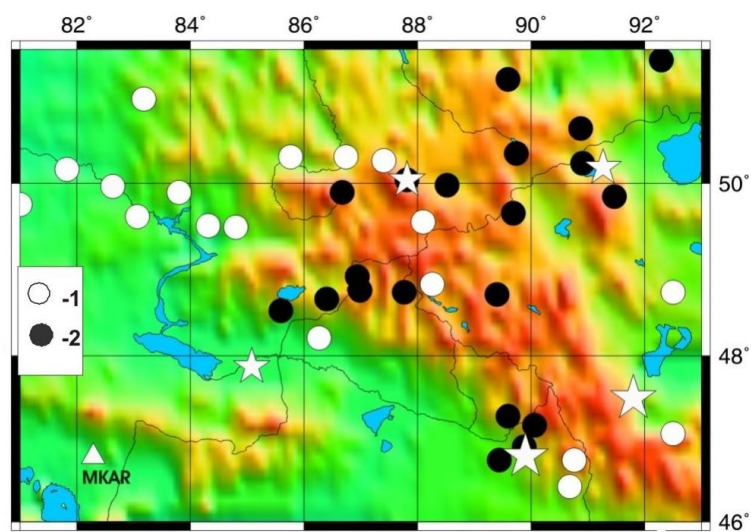


Рисунок 5. Зависимость значений параметра Lg/Pg от эпицентрального расстояния

Подавляющее большинство самых низких значений параметра Lg/Pg ($0.30 \div 0.45$) соответствует близким окрестностям очаговых зон Урэг-Нурского и Зайсанского землетрясений. Еще одно пятно относительно высокого поглощения соответствует очаговой зоне Монголо-Алтайского землетрясения 1931 г. ($Lg/Pg = 0.50 \div 0.60$). В то же время с очаговой зоной Монгольского землетрясения 1761 г. связана аномалия слабого поглощения ($Lg/Pg = 0.68$). Относительно высокие величины Lg/Pg (в среднем ~ 0.63) наблюдаются в северо-западной части очаговой зоны землетрясения 2003 г. Наиболее слабое поглощение соответствует западной части исследуемого района (к западу от $85^\circ E$) – величины Lg/Pg варьируются здесь от 0.73 до 1.04.



Поглощение: 1 – повышенное; 2 – пониженное. Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 6. Пространственное распределение значений параметра Lg/Pg в районе Алтая

ОБСУЖДЕНИЕ

Выявленное резкое различие пространственного распределения значений параметров S_n/P_n и L_g/P_g связано с тем, что первый из них характеризует поле поглощения, главным образом, в верхах мантии, а второй – в земной коре (в первую очередь, в нижней ее части).

Полученные данные свидетельствуют о том, что в целом земная кора и верхи мантии Алтая характеризуются сравнительно слабым поглощением поперечных волн. Для сравнения можно привести район Центрального Тянь-Шаня, где средние величины L_g/P_g могут уменьшаться до $\sim (0.1 \div 0.2)$ на расстояниях $\sim (350 - 500)$ км [11]. Кроме того, здесь на некоторых трассах средние величины S_n/P_n изменяются в диапазоне $(-0.4) - (-0.5)$ при расстояниях 750 - 800 км (например, для афтершоков землетрясения 30.05.1998 г. с $M=6.7$, зарегистрированных станциями Чумыш (СНМ) и Токмак (ТКМ2)).

Вывод о слабом поглощении поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая согласуется с результатами, полученными ранее путем анализа данных аналоговых сейсмических станций [12]. Вместе с тем, использование большого объема цифровых данных, а также новых методов анализа позволили более детально исследовать структуру поля поглощения рассматриваемого района. В первую очередь, это относится к очаговым зонам сильных землетрясений.

Из рисунка 3 следует, что в рассматриваемом диапазоне эпицентральных расстояний Δ параметр S_n/P_n в среднем даже несколько растет с увеличением Δ , в отличие, например, от района Восточного Тянь-Шаня [13]. В значительной степени это связано с очень низкими величинами параметра S_n/P_n для северо-западной части V-образной полосы, а также для очаговой зоны Алтайского землетрясения 2003 г. Относительно низкие значения параметра S_n/P_n (с учетом сноса лучей в земной коре) соответствуют также очаговой зоне Зайсанского землетрясения. Необходимо отметить, что для трех других очаговых зон значения параметра S_n/P_n в среднем выше, чем для Зайсанского и Алтайского землетрясений, примерно на $(0.6 - 0.8)$ ед. лог. Вновь полученные результаты согласуются со сделанными ранее выводами о высоком содержании флюидов в верхах мантии под очаговыми зонами перед сильными внутриконтинентальными землетрясениями и постепенном подъеме их в земную кору после таких событий [14]. Это позволяет объяснить, в частности, достаточно слабое поглощение в верхах мантии и относительно сильное - в земной коре в очаговой зоне Урэг-Нурского землетрясения по сравнению с Алтайским землетрясением. Подъем флюидов в зоне события 1970 г. мог произойти за время не более 30 - 35 лет, что не противоречит оценкам, полученным по мировым данным [14]. Очень слабое поглощение поперечных волн в земной коре в очаговой зоне

Монгольского землетрясения 1761 г. может быть объяснено тем, что после подъема флюидов происходит их постепенное расплывание в горизонтальном направлении, что было установлено по сейсмическим и геохимическим данным для разных районов [5, 15, 17].

Выше отмечено, что все относительно низкие величины S_n/P_n сконцентрированы в V-образной полосе между 83° и 90° E. К этой полосе тяготеют и очаговые зоны землетрясений 1970, 1990 и 2003 гг. Можно предположить, что в районе полосы происходил практически одновременный подъем флюидов из верхней мантии, что ускорило подготовку этих событий. Следует отметить, что к востоку от указанной полосы находятся очаговые зоны двух сильнейших землетрясений (Цэцэрлегского 09.07.1905 г., $M_w=8.5$ и Болнайского 23.07.1905 г., $M_w=8.4$). Интересно, что аналогичный эффект наблюдался в районе Центрального Тянь-Шаня, где также выделена протяженная V-образная полоса сильного поглощения S-волн в нижней коре и верхах мантии, к которой приурочены очаги двух самых сильных землетрясений, произошедших в районе Тянь-Шаня за последние 30 лет (Кашгарского 1985 г., $M_w=7.0$ и Сусамырского 1992 г., $M_w=7.2$) [16].

Как отмечалось выше, в целом поглощение в земной коре и верхней мантии Алтая достаточно слабое, что свидетельствует об относительно малой доле флюидов. Возможно, именно с этим связан очень большой период повторяемости сильных землетрясений в районе Алтая [6]. Дело в том, что проницаемость верхнемантийных и коровых пород к существенно зависит от объемной доли флюидов ϕ (согласно модели Мак-Кензи [18], $k \sim \phi^3$). В связи с этим при уменьшении содержания флюидов резко возрастает время их миграции $\bar{U} (\sim 1/k)$, в результате которой в верхах мантии и нижней коре может образоваться слой двухфазного материала относительно большой мощности со связанными порами и трещинами и некоторой критической величиной ϕ_c , достаточной для того, чтобы в результате гидроразрывов флюиды начали подниматься в будущую очаговую зону, существенно облегчая подвижку по формирующемуся разрыву [3 - 5]. Для сравнения могут быть приведены районы островных дуг, где в результате дегидратации материала погружающейся океанической коры верхи мантии относительно быстро насыщаются флюидами, в связи с чем, периоды повторяемости сильнейших землетрясений составляют здесь $\sim (100 - 200)$ лет [19].

Можно полагать, что с очень низким содержанием флюидов связан и эффект формирования длительных серий афтершоков в очаговых зонах сильных землетрясений Алтая [7]. Скорее всего, из-за низкой проницаемости пород флюиды сравнительно медленно поднимаются из нижней коры и верхов мантии в очаговую зону и далее мигрируют в гори-

зонтальном направлении, приводя к вторичным подвижкам, и в результате формируют афтершоковую область.

Данные об аномалиях параметра Sn/Pn в очаговых зонах событий 1990 и 2003 гг. позволяют использовать предложенную методику для выделения областей подготовки сильных землетрясений. Судя по полученным данным, в районе Алтая аномалии параметра Sn/Pn наблюдаются в западной части полосы сильного поглощения, вблизи которого находится крупный промышленный центр - город Усть-Каменогорск (рисунок 1). Полученные данные говорят о необходимости более детального изучения

геодинамических процессов в этом районе с целью среднесрочного прогноза землетрясений.

В заключение следует отметить, что в данном исследовании использованы записи всего лишь одной сейсмической станции, поэтому детальность картирования поля поглощения определяется уровнем сейсмической активности рассматриваемого района и сроками работы станции. В сравнительно слабосейсмичных районах для проведения аналогичных исследований необходимо иметь достаточно плотные сети сейсмических наблюдений. В этом случае неоднородности поля поглощения могут быть выделены путем сопоставления записей одних и тех же событий, полученных на многих станциях [16].

ЛИТЕРАТУРА

1. Аптикаева, О.И. Неоднородности литосферы и астеносферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения / О.И. Аптикаева [и др.] // Докл. РАН. - 1995. - Т. 344, № 4. - С. 533 - 538.
2. Kasahara, J. (eds). Role of water in earthquake generation / J.Kasahara, M.Toriumi, K.Kawamura // Bull. Earthquake. Res. Inst. Spec. Issue. 2001. - V. 76, N 3 - 4.
3. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли. - 2003. - № 7. - С. 35 - 47.
4. Копничев, Ю.Ф. О геодинамических процессах в районе Центрального Тянь-Шаня: выделение аномальной области по сейсмическим данным / Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2004. - Вып. 3. - С. 111 - 118.
5. Копничев, Ю.Ф. Подъем мантийных флюидов в районах очагов сильных землетрясений и крупных разломных зон: геохимические свидетельства / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2005. - Вып. 2. - С. 147 - 155.
6. Рогожин, Е.А. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене / Е.А. Рогожин, С.Г. Платонова // М.: ОИФЗ РАН. - 2002. - 130 с.
7. Глико, А.О. (ред.). Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. / М.: ИФЗ РАН, ГС. - 2004.
8. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля / Ю.Ф. Копничев // М.: Наука, 1985. - С. 176.
9. 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.
10. Бакиров, А.Б. Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / А.Б. Бакиров // Бишкек: Илим, 2006. - С. 115.
11. Гордиенко, Д.Д. Картирование земной коры Тянь-Шаня по поглощению коротко-периодных поперечных волн / Д.Д. Гордиенко // Вестник НЯЦ РК, 2007. - Вып. 2. - С. 90-95.
12. Копничев, Ю.Ф. Картирование верхней мантии Алтае-Саянской области по поглощению короткопериодных поперечных волн / Ю.Ф. Копничев, И.В. Дятликова // Докл. РАН. 1990. - Т. 312, № 6. - С. 1348 - 1351.
13. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе полигона Лобнор / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. 2008. - Т.420. № 2. - С. 239 - 242.
14. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмичных районов / Ю.Ф. Копничев, Д.Д. Гордиенко, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. - 2009. - № 1. - С. 49 - 64.
15. Копничев, Ю.Ф. Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. - 2004. - Т. 395., № 6. - С. 818 - 821.
16. 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.
17. Bosl, W. Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake / W. Bosl, A. Nur // J. Geophys. Res. 2002. - V. 107. N B12. - Doi: 10.1029/2001JB000155.
18. McKenzie, D. The generation and compaction of partially molten rocks // J. Petrol. 1984. - V. 25. - P. 713 - 765.
19. Федотов, С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 2006-2001 гг. и успешный прогноз Средне-Курильского землетрясения / С.А. Федотов, А.В. Соломатин, С.Д. Чернышев // Вулканология и сейсмология. 2007. - № 3. - С. 3 - 25.