

## НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2007 г. Ю. Ф. Копничев<sup>1</sup>, И. Н. Соколова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Объединенный институт физики Земли РАН, Москва, 123995

<sup>2</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, 071100

Поступила в редакцию 04.06.2003 г.

Изучена структура поля поглощения короткопериодных сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня по записям глубокофокусных гиндукушских землетрясений в диапазонах глубин 70–110 и 190–230 км, полученных 45 цифровыми и аналоговыми сейсмическими станциями. Анализировались следующие динамические характеристики записей: отношение максимальных амплитуд в волнах  $S$  и  $P$  ( $S/P$ ) и отношение максимума в  $S$ -волне к уровню коды в интервале  $t = 400 \pm 5$  с, где  $t$  – время от начала излучения в очаге ( $S/c400$ ), для частоты 1.25 Гц. Показано, что для большей части района наблюдаются сравнительно высокие величины  $S/P$ , что соответствует пониженному поглощению  $S$ -волн. На этом фоне выделяется полоса высокого и промежуточного поглощения в западной части района, которая на юге простирается вдоль Таласо-Ферганского разлома, а далее поворачивает к северо-северо-востоку. К этой полосе приурочены очаги двух сильнейших землетрясений ( $M \geq 7.0$ ), произошедших в районе Тянь-Шаня за последние 25 лет. Аномально высокие величины  $S/c400$  получены для станций, расположенных в очаговой зоне Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 г. ( $M = 7.3$ ) и ее близких окрестностях. Для двух из этих станций установлены существенные временные вариации формы огибающих коды перед землетрясением. Получены оценки эффективной добротности по продольным и поперечным волнам для всего района, а также для полосы сильного поглощения. Сопоставление с полученными ранее данными показывает, что структура поля поглощения в рассматриваемом районе заметно изменилась в течение 20–25 лет, что может быть связано только с перестройкой флюидного поля в земной коре и верхах мантии. Высказано предположение о большой вероятности следующего сильного землетрясения в северной части полосы высокого поглощения.

### ВВЕДЕНИЕ

Поле поглощения короткопериодных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии несет важную информацию о характеристиках среды в литосфере и астеносфере. В первую очередь это относится к поперечным волнам, наиболее сильно реагирующим на присутствие жидкой фазы – флюидов или частично расплавленного материала. Известно, что всего лишь 1% жидкой фазы приводит к уменьшению скоростей  $S$ -волн на 10% и к резкому увеличению поглощения [27].

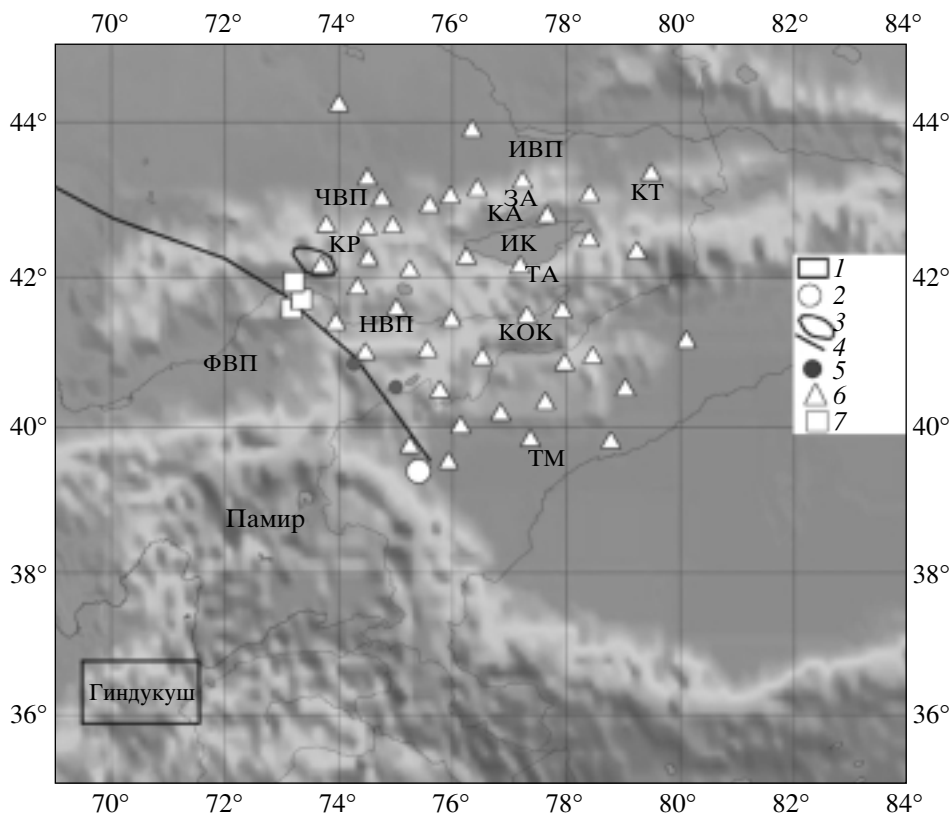
Отметим, что неоднородности поля скоростей  $S$ -волн в рассматриваемом районе изучены недостаточно. Это связано в первую очередь с низкой точностью определения времен вступления короткопериодных поперечных волн на фоне  $P$ -коды на близких и региональных расстояниях. О степени неоднородности поля скоростей  $S$ -волн в земной коре Тянь-Шаня можно судить по данным, полученным в [4] с помощью метода функции приемника (*receiver function*) по записям телесеизмических землетрясений: скорости  $S$ -волн в верхнем слое коры мощностью несколько километров, сложенном палеозойскими и докембрий-

скими породами, могут понижаться примерно на 30% по сравнению с нормальным значением (это связывается со значительной долей свободных флюидов). О слабой изученности поля скоростей  $S$ -волн в данном районе свидетельствует то, что в указанной работе при определении глубин границы  $M$  по временам вступления обменных волн предполагалось постоянство скорости в горизонтальном направлении.

В настоящей работе исследуются латеральные вариации поля поглощения поперечных и продольных волн в районе Центрального Тянь-Шаня. Для этих целей анализируется уникальный экспериментальный материал – записи глубокофокусных гиндукушских землетрясений, полученные 45 цифровыми и аналоговыми сейсмическими станциями.

### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассматриваемый район, ограниченный координатами  $39^\circ$ – $45^\circ N$  и  $73^\circ$ – $81^\circ E$ , включает значи-



**Рис. 1.** Карта района исследований. 1 – очаговая зона гиндукушских землетрясений; 2 – эпицентр Кашгарского землетрясения 23 августа 1985 г.; 3 – очаговая зона Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 г.; 4 – Таласо-Ферганский разлом; 5 – источники с аномально высокими отношениями изотопов гелия. 6, 7 – сейсмические станции: 6 – данные за 1998–2000 гг., 7 – за 1976–1992 гг. Показано положение горных массивов и впадин в районе Центрального Тянь-Шаня. Хребты: КР – Киргизский, ЗА – Заилийский Алатау, КА – Кунгей Алатау, ТА – Терской Алатау, КТ – Кетмень, КОК – Кокшаал-Тау. Впадины: ЧВП – Чуйская, ИВП – Илийская, НВП – Нарынская, ФВП – Ферганская, ТМ – Таримский массив. ИК – о. Иссык-Куль.

тельную часть Центрального Тянь-Шаня и прилегающие к нему с севера южную окраину Казахской платформы и с юга – крайний северо-западный участок Таримского массива (рис. 1). Геосинклинальный период развития на большей части Тянь-Шаня закончился в конце герцинского этапа, в мезозое образовавшаяся платформа испытывала лишь незначительные дифференцированные движения. С конца палеогена возобновились тектонические движения, в результате которых сформировались горные сооружения Тянь-Шаня высотой до 7.5 км [21].

В тектонической истории Тянь-Шаня на протяжении всех этапов развития важнейшую роль играли зоны глубинных разломов. Они пересекают всю кору, проникают в верхнюю мантию и являются естественными границами наиболее крупных структурных элементов. Большинство разломов – крутопадающие, с углами наклона свыше  $70^\circ$ , взбросы [21]. Со многими разломными зонами связаны аномалии сильного поглощения S-волн в нижней части коры и верхах мантии [11, 14, 20].

Мощность земной коры в районах Чуйской и Илийской впадин составляет 40–45 км. В горных районах Тянь-Шаня она возрастает до 55–60 км [31].

Согласно данным томографического анализа, верхняя мантия под Тянь-Шанем в целом характеризуется пониженными значениями скоростей продольных волн [33].

По уровню сейсмичности район исследований является одной из наиболее активных областей земного шара. Достаточно сказать, что за последние 115 лет здесь произошло три землетрясения с  $M > 8.0$ . Большинство очагов сильных землетрясений с  $M > 6.0$  приурочено к крупным разломным зонам.

#### ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Большая часть сейсмических станций устанавливалась на выходах палеозойских пород. Станции, расположенные на окраине Таримского массива, а также станция АРА установлены на молодых кайнозойских или четвертичных отложениях.

Большинство станций (38) оборудовано трехкомпонентными цифровыми установками REFTEK. Регистрация производилась сейсмометрами STS-1, STS-2, CMG-3, CMG-40T и L4C. Кроме того, обрабатывались записи 7 аналоговых станций СКМ-3, на которых регистрация осуществлялась на фотобумагу (KUU, TORK, NICH, KRSU, KST, MTB, SATY).

В работе использовались сейсмограммы гиндукушских землетрясений, удобство анализа которых состоит в возможности получения представительного экспериментального материала за сравнительно короткий срок. В общей сложности обработано около 800 записей землетрясений в диапазонах глубин  $h_0 = 70\text{--}110$  и  $190\text{--}230$  км, на эпицентральных расстояниях от 500 до 1100 км.

Для большинства станций анализировались данные, полученные в 1998–2000 гг. Для нескольких станций, расположенных вблизи от очаговой зоны Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 г. (рис. 1), имевшего магнитуду  $M = 7.3$  (TORK, NICH, KRSU), использованы аналоговые данные, полученные в 1976–1992 гг.

#### МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

При анализе цифровых записей проводилась узкополосная частотная фильтрация вертикальных компонент. Использовались фильтры с центральными частотами 0.6, 1.25, 2.5 и 5 Гц и шириной  $2/3$  октавы на уровне 0.7 от максимума, аналогичные соответствующим фильтрам частотно-избирательной станции [5]. Основное внимание уделялось данным для наиболее представительной полосы 1.25 Гц. Аналоговые сейсмограммы предварительно сканировались с помощью широкоформатного сканера и оцифровывались с частотой 20 Гц.

На рис. 2 представлены примеры огибающих записей гиндукушского землетрясения для канала 1.25 Гц на разных станциях. Видно, что с увеличением эпицентрального расстояния отношение амплитуд волн  $S$  и  $P$  в целом закономерно уменьшается. Обращает на себя внимание очень импульсивный характер  $S$ - и  $P$ -волн и резкое затухание амплитуд в  $S$ -коде на записях станции AML. Такой тип записей характерен также для станций EKS2, AAK, UCH и TORK, расположенных вблизи от очаговой зоны Сусамырского землетрясения. Для станций ТКМ2, а также TLG и KAR наблюдается очень низкий уровень  $S$ -волн относительно  $P$  по сравнению с близкими станциями. Для станции PIQG и большинства других станций на северо-западной окраине Тарима, а также для станции АРА, установленных на молодых осадочных породах, на записях часто наблюдаются “размытые” группы  $P$ - и  $S$ -волн, им свойственно медленное нарастание амплитуд вплоть до вступления  $S$ -волны.

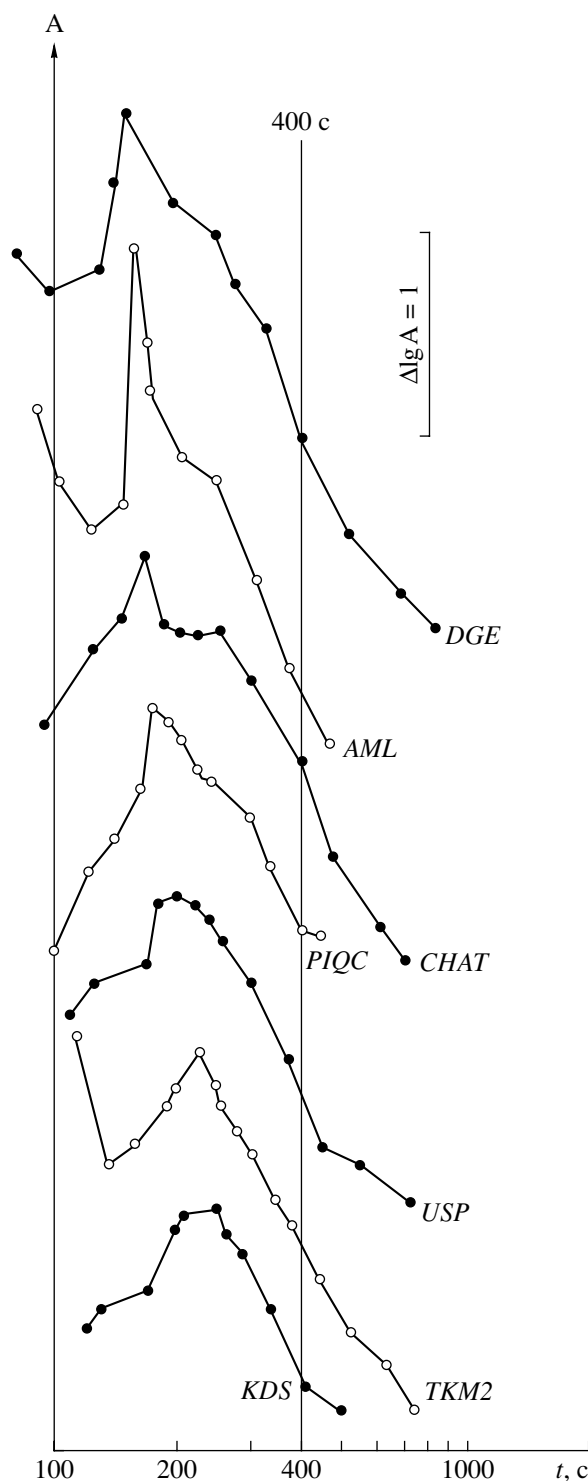
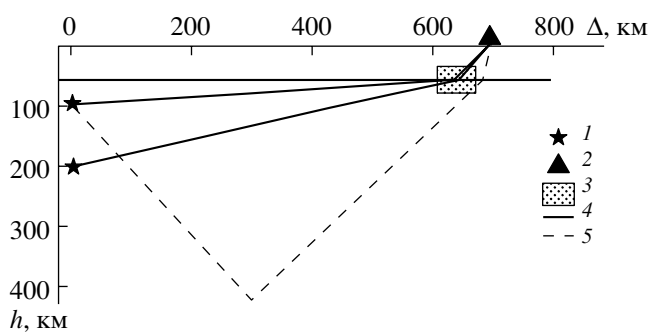


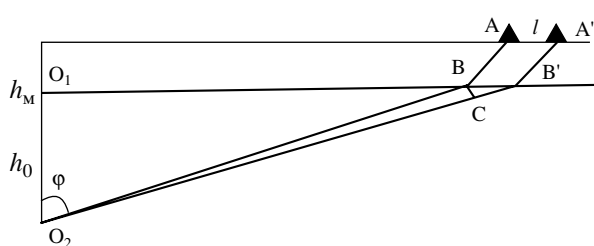
Рис. 2. Огибающие записей гиндукушского землетрясения 10.10.1999 г. ( $36.45^\circ$  N  $70.64^\circ$  E,  $h = 195$  км), полученных разными станциями. Вертикальная компонента, канал 1.25 Гц.

Для анализа характеристик поля поглощения мы использовали следующие параметры:

1. Десятичный логарифм отношения максимальных амплитуд в волнах  $S$  и  $P$  на частоте 1.25 Гц ( $S/P$ ).



**Рис. 3.** Схема распространения лучей прямых  $S$ - и  $P$ -волн, а также  $S$ -волн, формирующих коду. 1 – гипоцентры землетрясений; 2 – сейсмическая станция; 3 – зона высокого поглощения в нижней коре и верхах мантии; 4 – лучи прямых  $S$ - и  $P$ -волн; 5 –  $S$ -волны, формирующие коду.



**Рис. 4.** Схема, иллюстрирующая оценку расхождения лучей для близких станций.

Максимальные амплитуды в продольных волнах измерялись в 10-секундном интервале от вступления, а в поперечных – в интервале  $\pm 10$  с от момента вступления  $S$ -волны по годографу.

2. Десятичный логарифм отношения максимума в  $S$ -волне к максимальному уровню коды в интервале  $t = 400 \pm 5$  с, где  $t$  – время от начала излучения в очаге ( $S/c400$ ).

В рассматриваемом диапазоне эпицентральных расстояний для записей гиндукушских землетрясений регулярные  $P$ - и  $S$ -волны падают на границу  $M$  достаточно полого. Поскольку скоростные неоднородности литосферы района изучены недостаточно для анализа трасс лучей при такой плотной сети станций (особенно для поперечных волн), примем для определенности простейшую двухслойную модель среды с толщиной коры 50 км и со средними скоростями  $S$ -волн в коре и верхней мантии соответственно 3.5 и 4.6 км/с [33]. (Такая модель используется как первое приближение лишь потому, что одновременное изучение неоднородностей поля скоростей и поглощения невозможно). В этом случае для очагов с глубинами 100 и 200 км при падении на границу  $M$  углы лучей с вертикалью составляют соответственно  $83.5^\circ$ – $87^\circ$  и  $72^\circ$ – $81^\circ$ , а в коре –  $49.1^\circ$ – $49.5^\circ$  и  $46.4^\circ$ – $48.1^\circ$  (в диапазоне расстояний 550–1100 км) (рис. 3а).

Из рис. 3 и 4 следует, что трассы лучей для близких станций расходятся в достаточной степени лишь в коре и самых верхах мантии. В то же время, как будет показано ниже, даже для самых близких станций величины  $S/P$  могут резко различаться.

Оценим степень расхождения лучей для близких станций, находящихся на одном азимуте от источника (рис. 4). Примем мощность коры равной  $h_M = 50$  км. Рассмотрим два случая:  $h_0 = 100$  и 200 км. Из рис. 1 следует, что среднее расстояние между близкими станциями можно принять равным  $l \sim 70$  км. Оценим степень расхождения лучей для близких станций, находящихся на одном азимуте от источника. Угол с вертикалью для луча  $O_2BA$ , идущего на ближнюю станцию  $A$ , равен  $\varphi = \arctg(r/(h_0 - h_M))$ ,  $r = O_1B$ , а на более далекую станцию  $B - \varphi' = \arctg(r'/(h_0 - h_M))$ , ( $r' = O_1B'$ ). Смещение луча  $O_2B'A'$  относительно луча  $O_2BA$ , пересекающего границу  $M$  в точке  $B$  (отрезок  $BC$ ), равно  $d = r \sin(\varphi' - \varphi) / \sin \varphi$ . Несложные вычисления показывают, что при изменении эпицентрального расстояния  $\Delta$  от 550 до 1100 км для глубин гипоцентров 100 и 200 км величины  $d$  уменьшаются соответственно от 6 до 4 км и от 18 до 10 км. Таким образом, расхождение лучей в области падения луча 1 на границу  $M$  не превышает 18 км. В то же время радиус зоны Френеля для отрезка луча  $CB'A'$ , которая определяет амплитуду сигнала в точке  $A'$ , равен  $R_f = \sqrt{L} \lambda \sim 30$  км для  $P$ - и  $\sim 23$  км для  $S$ -волн ( $L$  – длина отрезка,  $\lambda$  – длина волны). Таким образом, в подавляющем большинстве случаев отклонение лучей в точках  $B$  и  $C$  для близких станций значительно (как правило, в несколько раз) меньше, чем размер зоны Френеля. Отсюда следует, что все различия в поглощении  $P$ - и  $S$ -волн для двух рассматриваемых станций “набегают” в основном в земной коре (для станции  $A$ ), а также в самых верхах мантии (на расстояниях  $\sim 50$ – $130$  км к юго-западу) и в коре (для станции  $A'$ ). Ниже будут обсуждены возможности более точной оценки размеров областей сильного поглощения.

В [8, 10, 23] показано, что на частотах около 1 Гц кода записей гиндукушских землетрясений сформирована в основном поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии. На рис. 5 показаны примеры поляризации коды на записях станции  $AML$  в интервалах  $t = 200 \pm 5$ ,  $300 \pm 5$  и  $400 \pm 5$  с (для фильтра 1.25 Гц). Как видно из рисунка, кода поляризована в основном в горизонтальной плоскости (по типу волн  $SH$ ), что согласуется со сделанными в [8, 10, 23] выводами.

При такой модели формирования коды с увеличением времени в ней вступают  $S$ -волны, пере-

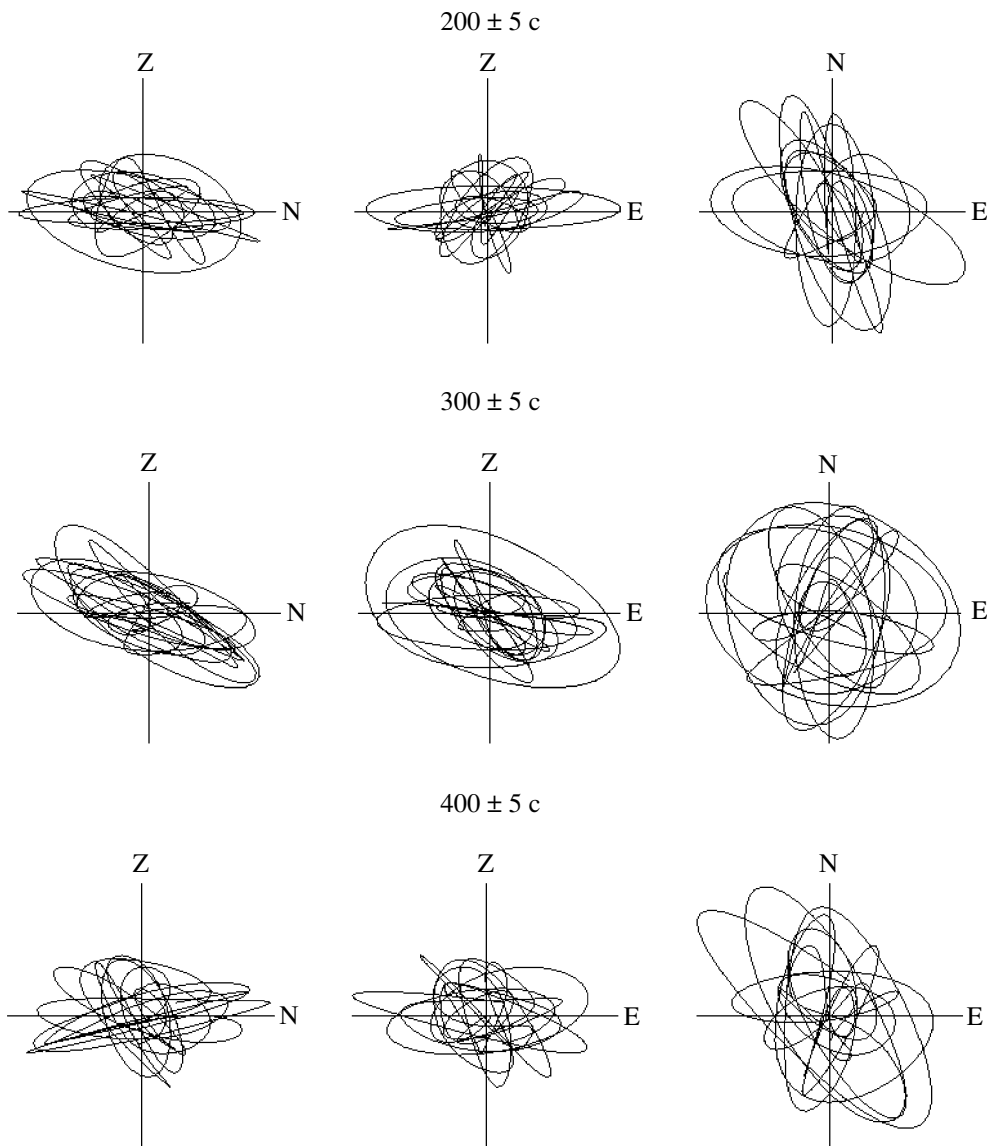


Рис. 5. Примеры поляризации коды записи землетрясения 10.10.1999 г., полученной станцией AML. Канал 1.25 Гц.

секающие литосферу и астеносферу все более круто. Отсюда следует, что параметр  $S/c400$  характеризует степень изменения поглощения  $S$ -волн при приближении к данной станции (однократно отраженные  $S$ -волны, вступающие в коде при  $t \sim 400$  с, пересекают границу М на расстояниях  $\sim 10$ – $15$  км от станции).

Необходимо отметить, что в принципе высокие величины  $S/P$  и  $S/c400$ , а также импульсивный характер регулярных волн на частоте 1 Гц в некоторых случаях могут быть связаны с фактором фокусировки  $S$ - и  $P$ -волн. Для проверки такой возможности были рассмотрены спектральные характеристики записей нескольких станций, включая станцию AML, для которой получены

очень высокие величины  $S/c400$  (рис. 2). На рис. 6 представлены записи землетрясения 10.10.1999 г. ( $h_0 = 195$  км), полученные путем узкополосной частотной фильтрации на каналах с центральными частотами 0.6, 1.25, 2.5 и 5 Гц. Видно, что записи  $P$ - и особенно  $S$ -волн для станции AML наиболее высокочастотны, а для станции ТКМ2, наоборот, низкочастотны. Этот факт говорит о том, что высокие величины параметров  $S/P$  и  $S/c400$  связаны не с фактором фокусировки, а в первую очередь со сравнительно слабым поглощением  $S$ -волн. Относительно возможности фокусировки продольных волн заметим, что для рассматриваемых записей на канале 1.25 Гц практически не наблюдается импульсивных  $P$ -волн (рис. 6). И наконец,

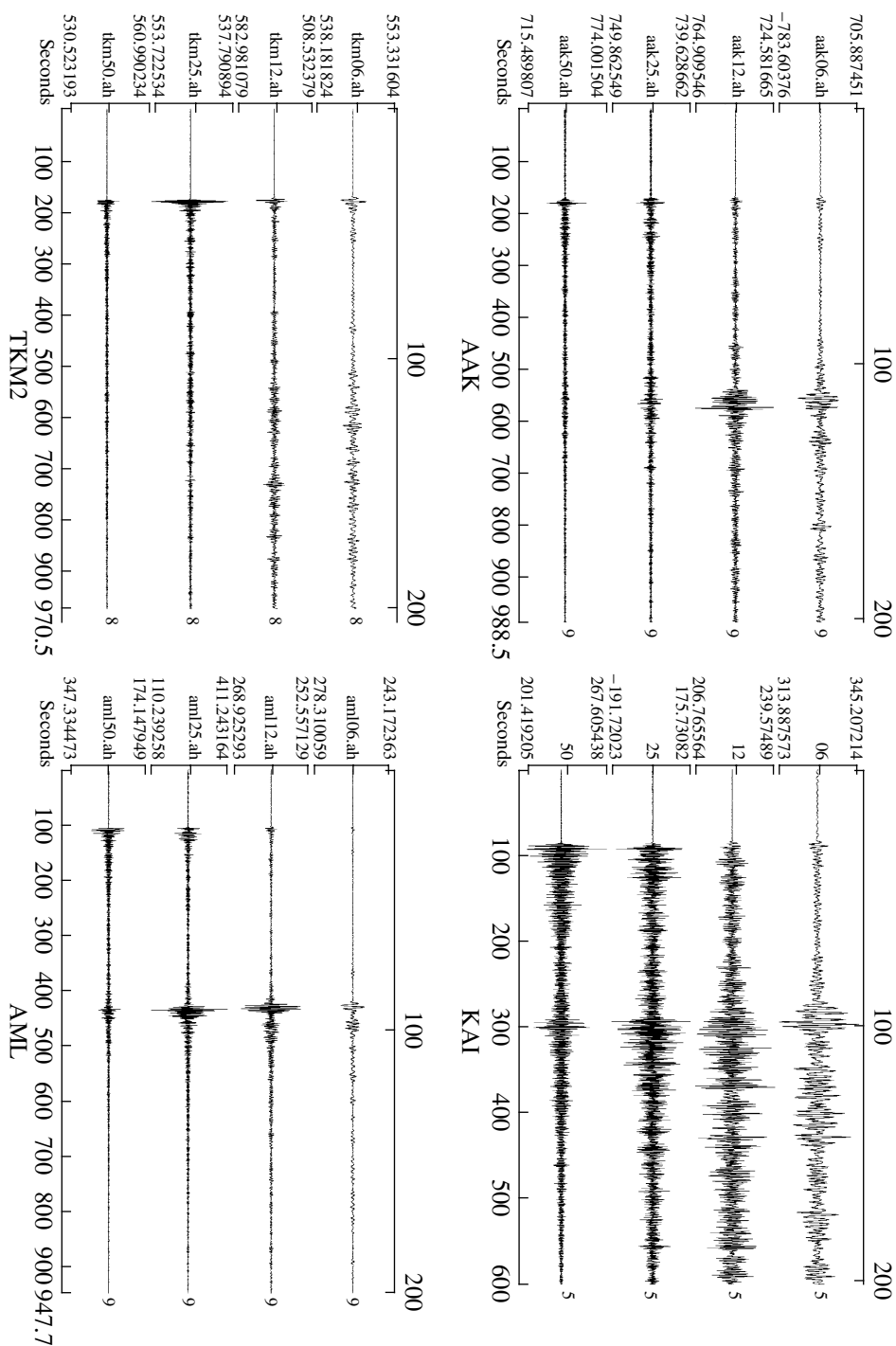
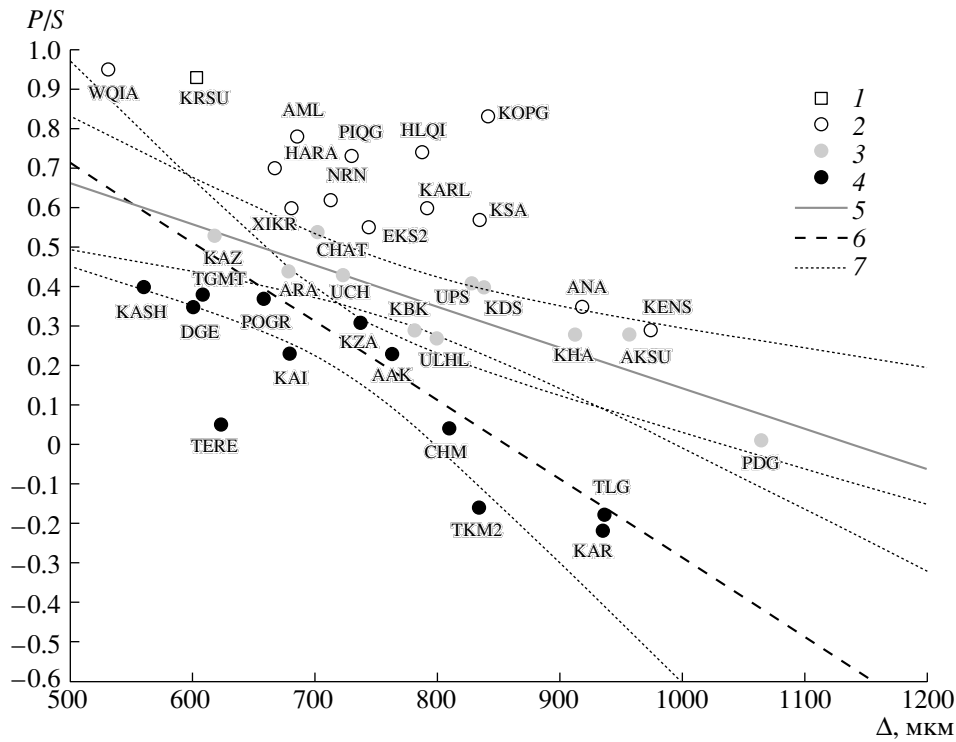


Рис. 6. Записи землетрясения 10.10.1999 г., полученные разными станциями (вертикальная компонента). Каналы (сверху вниз): 0.6, 1.25, 2.5 и 5 Гц.

простые оценки показывают, что при фокусировке за счет рельефа границы М радиус кривизны фокусирующих элементов (~5 км) должен быть в несколько раз меньше размера зоны Френеля; следовательно, этот эффект не может существенно влиять на амплитуды регулярных волн.

## АНАЛИЗ ДАННЫХ

**Глубины гипоцентров 70–110 км.** На рис. 7 показан график изменения средних величин  $S/P$  в зависимости от среднего эпицентрального расстояния для рассматриваемого диапазона глубин. Видно, что параметр  $S/P$  для близких  $\Delta$  может изменяться на порядок (для станций KOPG и



**Рис. 7.** Зависимость параметра  $S/P$  от эпицентрального расстояния для диапазона глубин 70–110 км. 1, 3, 4 – данные за 1998–2000 гг., 2 – за 1991–1992 гг. 4 – поглощение: 1, 2 – слабое, 3 – промежуточное, 4 – сильное; 5 – линии регрессии: 5 – для всего района; 6 – для северной части полосы сильного поглощения; 7 – доверительные интервалы линий регрессии на уровне 0.9.

TKM2). Стандартные отклонения средних значений  $S/P$  для разных станций варьируются от 0.14 до 0.40.

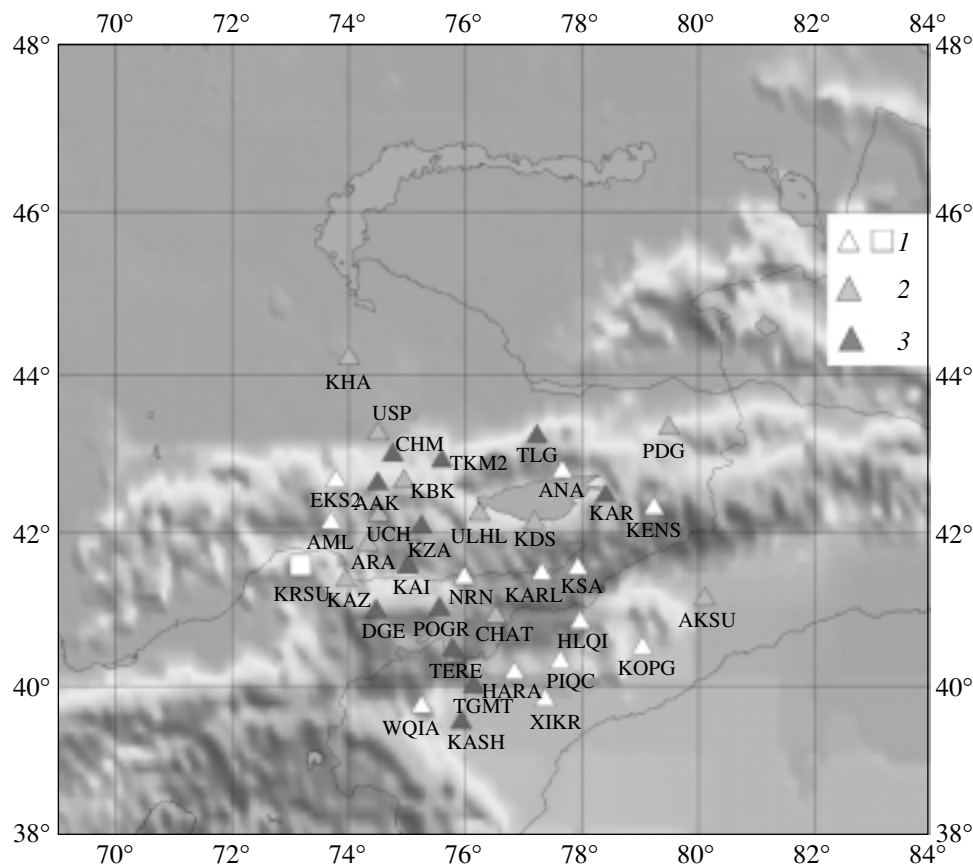
Весь диапазон изменения параметра  $S/P$  мы разбили на три уровня, соответствующие пониженному, промежуточному и повышенному поглощению. Мы приняли (так же, как и для диапазона 190–230 км), что промежуточное поглощение отвечает величинам  $S/P$ , попадающим в интервал шириной  $\pm 0.1$  относительно линии регрессии, построенной методом наименьших квадратов (рис. 7, 8).

Наблюдается в целом слабое и промежуточное поглощение для окраины Таримского массива (за исключением двух западных станций – KASH и TGMT). Относительно слабое поглощение соответствует также большинству станций, расположенных на северных окраинах крупных впадин, под которыми прямые  $P$ - и  $S$ -волны пересекают нижнюю кору и верхи мантии – USP (Чуйская впадина), ANA (Иссык-Кульская), NRN (Нарынская), KRSU (Ферганская). Исключение составляет станция KAI, для которой величина  $S/P$  оказалась примерно на 0.4 ниже, чем для близкой станции NRN. Промежуточные величины  $S/P$  получены для станции KHA (южная окраина Казахской платформы).

Из рис. 8 следует, что для большей части рассматриваемого района наблюдаются сравнительно высокие значения  $S/P$ . На этом фоне выделяется полоса сильного и промежуточного поглощения, простирающаяся от станций KASH и TGMT до станций CHM и TKM2. В южной части данная полоса вытянута вдоль Таласо-Ферганского разлома, а в районе станции KAZ поворачивает в северо-северо-восточном направлении. На рис. 7 показаны линии регрессии параметра  $S/P$  для всего района Центрального Тянь-Шаня, а также для профиля сильного поглощения в северной части указанной полосы (между станциями DGE, KAZ и CHM, TKM2). Видно, что наклон линии регрессии гораздо выше для профиля сильного поглощения. Особенно быстро параметр  $S/P$  падает на отрезке между станциями UCH, KZA и CHM, TKM2.

Сравнительно сильное поглощение зарегистрировано в районе хребта Заилийский Алатау (станция TLG), а также на южной окраине Иссык-Кульской впадины (станции ULHL, KDS и KAR). Наибольший контраст величин  $S/P$  на малых расстояниях наблюдается между станциями ANA и KAR (0.57), WQIA и KASH (0.55), а также AML и ARA (0.34), EKS2 и AAK (0.32).

Рассмотрим изменение величин  $S/P$  для пар близких станций, находящихся приблизительно на од-



**Рис. 8.** Карта вариаций параметра  $S/P$  для диапазона глубин 70–110 км. Треугольники – данные за 1999–2000 гг., квадрат – за 1991–1992 гг. Штриховка станций аналогична рис. 7. 1–3 – поглощение: 1 – слабое, 2 – промежуточное, 3 – сильное.

ном луче (с расстояниями между ними до 100 км). Для таких пар контраст величин  $S/P$ , как правило, не превышает 0.40. На этом фоне выделяются пары станций AML-AAK ( $\Delta S/P = -0.55$ ), KZA-TKM2 ( $-0.47$ ) и особенно WQIA-TERE ( $-0.90$ ).

На рис. 9 показана зависимость средних значений параметра  $S/c400$  от эпицентрального расстояния. Следует отметить, что стандартные отклонения средних значений данного параметра для рассматриваемых станций значительно ниже (примерно в 2 раза), чем для параметра  $S/P$ . Разброс данных для разных станций также оказался существенно меньшим, чем для отношения амплитуд  $S$ - и  $P$ -волн. На этом фоне резко выделяется высокими значениями параметра  $S/c400$  станция AML, расположенная в очаговой зоне Сусамырского землетрясения. Относительно повышенные величины  $S/c400$  соответствуют также станциям KRSU (данные за 1992 г.), EKS2 и AAK, установленным на расстояниях до 60–70 км от очаговой зоны.

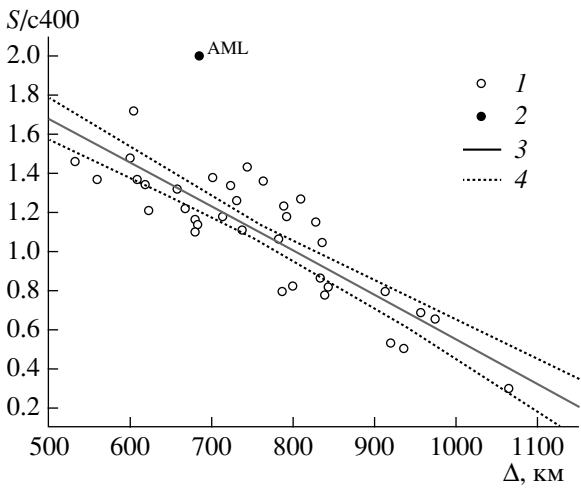
В то же время относительно пониженные значения этого параметра получены для большинства станций, расположенных на молодых оса-

дочных породах (на северной окраине Таримского массива, а также для станции ARA).

**Глубины гипоцентров 190–230 км.** Для этого диапазона глубин обработано большее количество данных, в первую очередь за счет аналоговых станций. Введем параметр  $S/P_{100/200}$ , который представляет разность величин  $S/P$  для глубин 70–110 и 190–230 км. Оказалось, что в среднем величина  $S/P_{100/200} = 0.07 \pm 0.23$  (по данным 37 станций), т.е. отношения  $S/P$  в целом достаточно близки для двух рассмотренных диапазонов глубин.

На рис. 10 представлена зависимость средних значений  $S/P$  от эпицентрального расстояния. Из рисунка следует, что главные черты поля данного параметра сохранились и для этого диапазона глубин. Различия величин  $S/P$  для близких эпицентральных расстояний превышают 1.0 ед. лог. Сохранилось относительно слабое поглощение для станций на северо-западной окраине Таримского массива, а также для станций USP и ANA (рис. 11). Помимо станции NRN, сравнительно слабое поглощение наблюдается здесь и для станции KAI, также расположенной на северной окраине Нарынской впадины. Относительно слабое





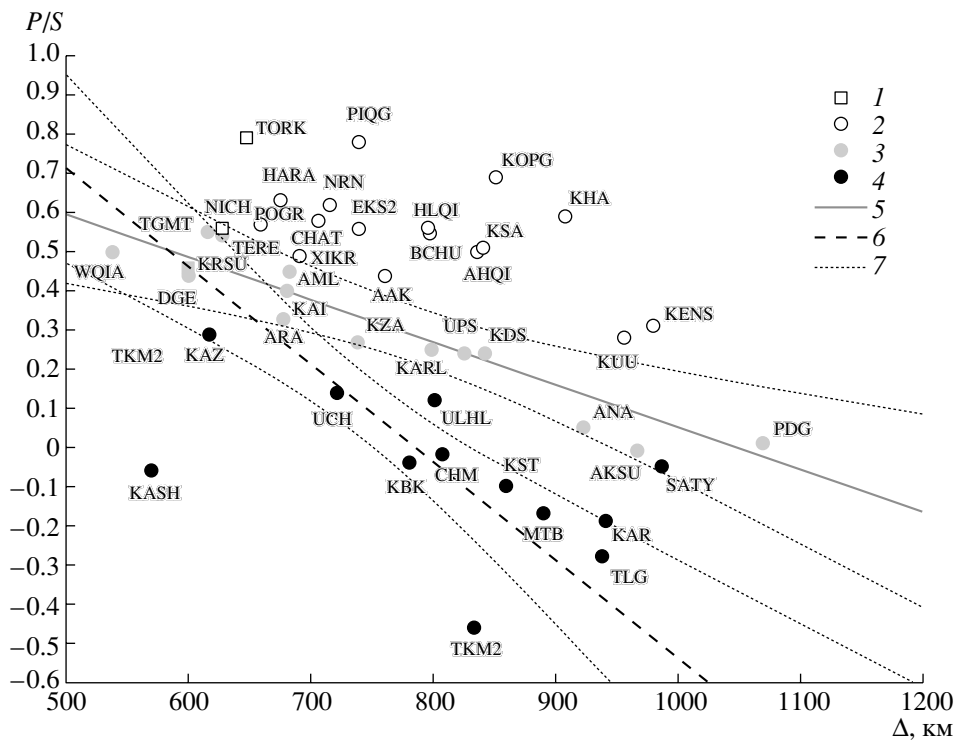
**Рис. 9.** Зависимость параметра  $S/c400$  от эпицентрального расстояния для диапазона глубин 70–110 км. 1, 2 – индивидуальные значения (2 – станция в очаговой зоне Сусамырского землетрясения); 3 – линия регрессии; 4 – доверительные интервалы линии регрессии на уровне 0.9.

поглощение соответствует станциям KRSU, NICH и особенно TORK (трассы волн для них пересекают верхи мантии под восточной окраиной Ферганской впадины). Повышенные величины  $S/P$  соответствуют станции KUU (Илийская впадина).

Для этого диапазона глубин удалось проследить полосу сильного поглощения вдоль хребтов Заилийский и Кунгей Алатау, между станциями TKM2 и SATY. Сравнительно слабое поглощение наблюдается к югу от очаговой области Сусамырского землетрясения (станция AML).

При сопоставлении данных одних и тех же станций бросается в глаза перемещение южной части полосы сильного поглощения к юго-западу с ростом глубин очагов (увеличение поглощения в районах станций KAZ и WQIA сопровождается его уменьшением для области между станциями KAI и TGMT). В то же время относительно повышенное поглощение сохранилось в северной части этой полосы. Отметим, что как и для диапазона глубин 70–110 км, наклон линии регрессии для северной части полосы сильного поглощения (между станциями DGE, KAZ и CHM, MTB) гораздо выше, чем в целом для района Центрального Тянь-Шаня (рис. 10). Наибольший контраст величин  $S/P$  на малых расстояниях в данном случае регистрируется между станциями TGMT и KASH (0.61), KENS и KAR (0.50), AAK и KBK (0.48), KST и TKM2 (0.36).

Для пар близких станций, находящихся на одном луче, с расстояниями между ними менее 100 км контраст величин  $S/P$  обычно не превышает 0.45. Вместе с тем достаточно высокие величины  $\Delta S/P$



**Рис. 10.** Зависимость параметра  $S/P$  от эпицентрального расстояния для диапазона глубин 190–230 км. Поглощение: 1, 2 – слабое; 3, 4 – промежуточное; 5 – сильное. Линии регрессии: 6 – для всего района; 7 – для северной части полосы сильного поглощения; 8 – доверительные интервалы линий регрессии на уровне 0.90.

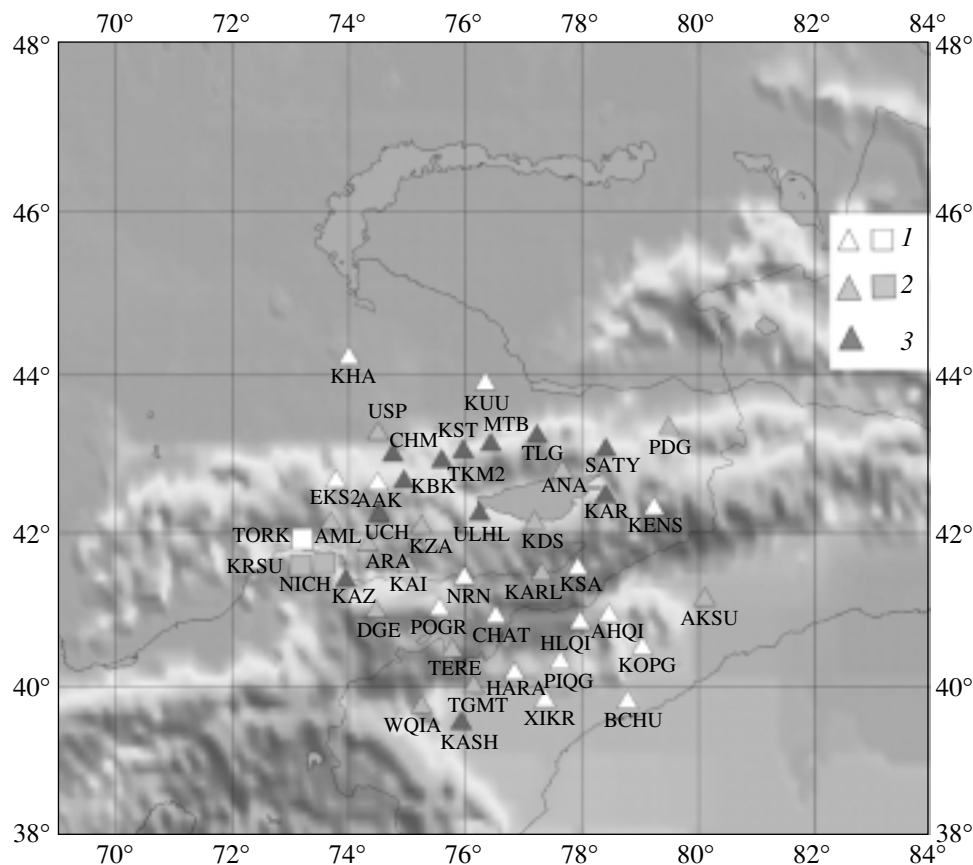


Рис. 11. Карта вариаций параметра  $S/P$  для диапазона глубин 190–230 км. Услов. обозн. см. на рис. 8.

соответствуют парам станций NRN-ULHL (–0.50) и особенно KZA-TKM2 (–0.70). Таким образом, на отрезке между станциями KZA и TKM2 наблюда-

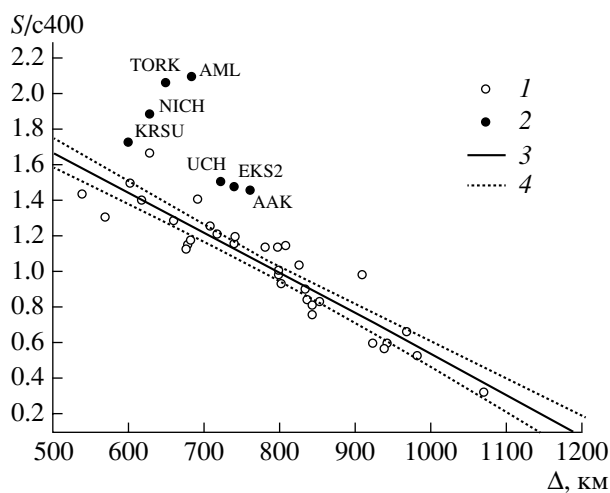


Рис. 12. Зависимость параметра  $S/c400$  от эпицентрального расстояния для диапазона глубин 190–230 км. 2 – станции в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и вблизи от нее. Остальные обозн. см. на рис. 8.

ется резкое уменьшение величин  $S/P$  для обоих диапазонов глубин.

На рис. 12 показана зависимость средних значений параметра  $S/c400$  от  $\Delta$ . Снова обращают на себя внимание высокие величины  $S/c400$  для станций, расположенных в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и вблизи от нее (в данном случае к ним добавились станции TORK и NICH, также работавшие в 1991–1992 гг.). Кроме того, по данным станции AML, величина  $S/c400$  в 1992 г. была существенно (на 0.23 ед. лог.) выше, чем в 1999–2000 гг. Как и для меньших глубин, относительно низкие величины параметра  $S/c400$  наблюдаются для большинства станций, расположенных на северо-западной окраине Таримского массива, а также станций ARA и NRN.

На рис. 13 показаны общие огибающие S-коды для нескольких станций, установленных в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и вблизи от нее, построенные начиная с максимума в S-волне. На временах  $t < 400$  с огибающие существенно различаются по форме, на них видны резкие перегибы, связанные с увеличением и уменьшением наклона. Как показано путем численного моделирования [7], эти перегибы обусловлены существованием зон большого контраста погло-

щения в земной коре и верхах мантии (в данном случае – в близких окрестностях регистрирующих станций).

Для двух станций показаны огибающие за разные интервалы времени. Видно, что для станции TORK, расположенной на расстоянии ~20 км от очаговой зоны Сусамырского землетрясения, скорость затухания коды в 1992 г. резко увеличилась по сравнению с 1980 г. В то же время для станции KRSU, расположенной примерно на 35 км южнее (дальше от очаговой зоны), скорость затухания коды, наоборот, существенно уменьшилась в 1991–1992 гг. по сравнению с 1976–1977 гг.

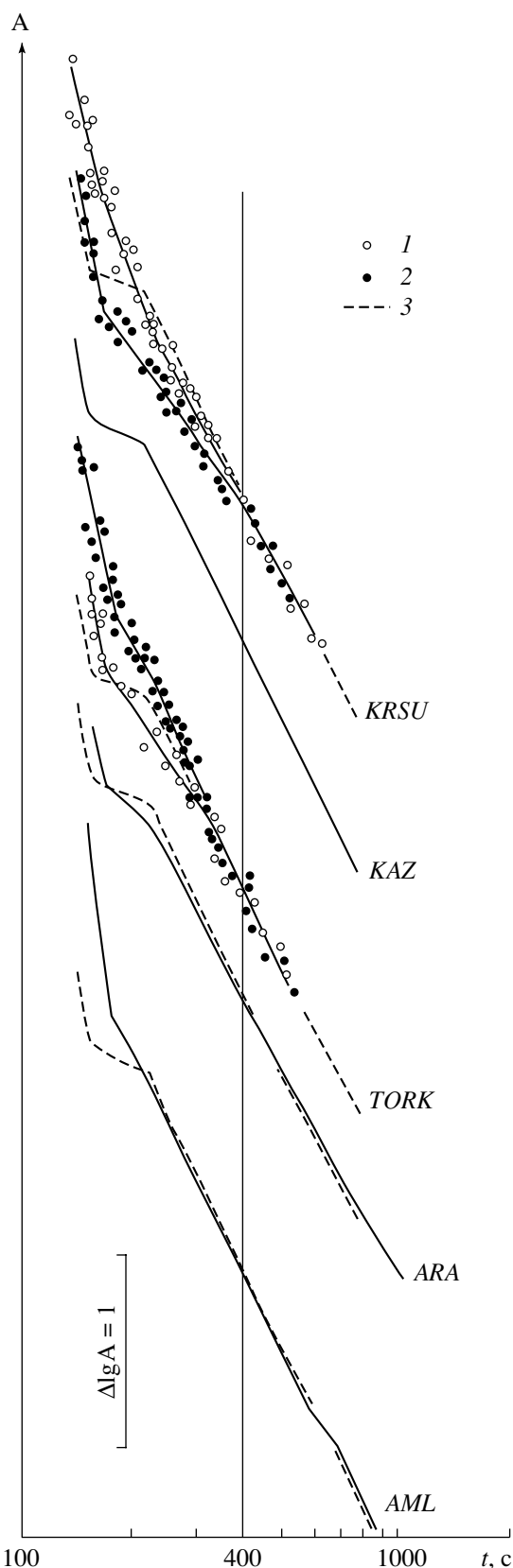
**Сопоставление величин  $S/P$  и  $S/c400$  для двух диапазонов глубин.** Рассмотрим сначала более подробно, как различаются величины  $S/P$  для двух рассматриваемых диапазонов глубин на разных станциях. Анализ показывает, что параметр  $S/P_{100/200}$  варьируется почти на порядок: от 0.47 (станция KRSU) до -0.49 (TERE). На рис. 14 представлена информация о станциях, для которых наблюдаются значительные различия величин  $S/P$  для двух диапазонов глубин:  $|S/P_{100/200}| \geq 0.20$ . Из карты видно, что большие величины данного параметра отмечаются примерно для трети рассмотренных станций. Большие положительные значения параметра (“плюсы”), которые говорят о резком увеличении поглощения с глубиной в верхах мантии, наблюдаются в первую очередь для станций, расположенных на окраине Таримского массива (KASH (0.46), WQIA (0.45), AKSU (0.29)), а также в северной части полосы низких значений  $S/P$  (KAZ (0.24), UCH (0.29), KBK (0.33), TKM2 (0.30)). Большие “плюсы” соответствуют также станциям KARL (0.35), AML (0.33) и ANA(0.30).

Большие “минусы” соответствуют только четырём станциям, расположенным, в первую очередь, к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома (станции POGR (-0.20) и TERE), а также станциям KHA (-0.31) и AAK (-0.21). Интересно, что эти станции образуют линейный профиль, ориентированный в северо-северо-западном направлении.

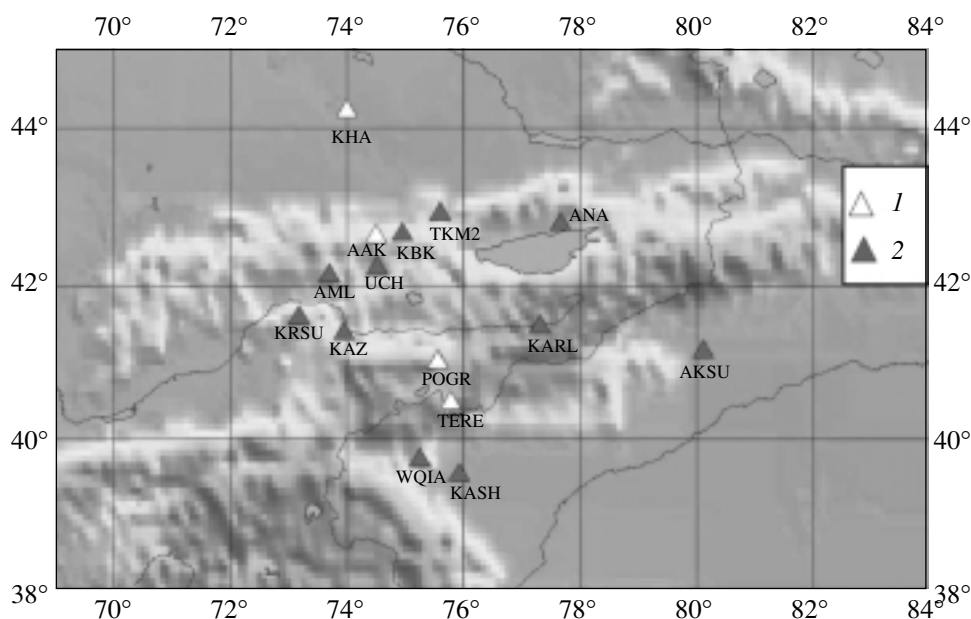
Отметим, что подавляющее большинство станций, которым соответствуют высокие значения  $|S/P_{100/200}|$ , сосредоточено в западной части района, при этом наибольшая их плотность наблюдается в окрестностях очаговой зоны Сусамырского землетрясения.

Максимальный контраст величин  $S/P_{100/200}$  для соседних станций наблюдается между станциями WQIA и TERE (0.94), а на малых расстояниях – между KASH и TGMT (0.63), а также AAK и KBK (-0.54).

Введем по аналогии параметр  $S/c400_{100/200}$ , представляющий собой логарифм отношения величин  $S/c400$  для глубин 70–110 и 190–230 км.



**Рис. 13.** Огибающие  $S$ -коды для станций в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и вблизи от нее (диапазон глубин – 190–230 км). 1 – данные за 1976–1980 гг.; 2 – за 1991–1992 гг.; 3 – огибающая для станции KAZ.



**Рис. 14.** Карта вариаций параметра  $S/P_{100/200}$  для рассматриваемого района. 1 – большие отрицательные значения параметра; 2 – положительные.

Данный параметр характеризуется гораздо меньшим разбросом данных, чем параметр  $S/P_{100/200}$ , при этом только для трех станций он по модулю превышает 0.20: TERE (–0.46), KSA (0.23), ХКЕР (–0.27). Отметим, что для станции TERE различия обоих параметров: и  $S/P$ , и  $S/c400$  для двух диапазонов глубин оказались аномально большими.

**Оценка добротности в верхней мантии.** Проведем оценку эффективной добротности  $Q_s$  в верхах мантии, используя данные по изменению параметра  $S/c400$  с расстоянием (рис. 9, 12). При этом исключим явно аномальные величины этого параметра для станции AML, а также близких станций, которым соответствуют залитые значки на рис. 9, 12. В первом приближении затухание амплитуды  $S$ -волн с гипоцентральной расстоянием  $r$  можно описать формулой:

$$A_s \sim \exp(-\pi r / Q_s c_s T) / r, \quad (1)$$

где  $c_s$  – средняя скорость поперечных волн в верхней мантии,  $T$  – период колебаний. В этом случае, используя средние зависимости  $S/c400$  от расстояния, для  $c_s = 4.6$  км/с и  $T = 0.8$  с находим:

$Q_s = 210 \pm 30$  и  $210 \pm 25$  соответственно для очагов с глубинами  $\sim 100$  и  $200$  км.

Зная величины  $Q_s$ , по затуханию параметра  $S/P$  с расстоянием можно оценить средние величины  $Q_p$ . Используя формулу

$$A_s/A_p = \exp[-\pi r(1/Q_s c_s - 1/Q_p c_p)/T], \quad (2)$$

для  $c_p = 8.0$  км/с [33], мы получили:  $Q_p = 310 \pm 100$  и  $370 \pm 150$  соответственно для очагов с глубинами  $\sim 100$  и  $200$  км.

С учетом этих данных, предполагая постоянство параметра  $Q_p/Q_s$  для каждого диапазона глубин, из рис. 7, 10 можно оценить величины  $Q_s$  и  $Q_p$  для полосы сильного поглощения. В этом случае получаем:  $Q_s \sim 125 \pm 30$  и  $90 \pm 15$ ;  $Q_p \sim 190 \pm 50$  и  $160 \pm 25$  соответственно для глубин очагов  $100$  и  $200$  км.

Учитывая диапазон эпицентральных расстояний, можно заключить, что полученные оценки добротности для очагов с  $h_0 \sim 100$  км соответствуют самым верхам мантии (глубины  $50$ – $75$  км), а для  $h_0 \sim 200$  км – глубинам  $50$ – $100$  км.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Выше было отмечено, что основные различия в величинах параметра  $S/P$  накапливаются в земной коре и верхах мантии, на расстояниях примерно до  $130$  км к юго-западу от соответствующей станции. Имеющиеся геофизические данные позволяют уточнить эту оценку. Так, в [4] показано, что в восточной части Киргизского хребта на глубинах до  $15$  км зарегистрированы очень низкие скорости  $S$ -волн, что должно соответствовать очень высокому поглощению. Вместе с тем, по нашим данным, для трех станций в этом районе (EKS2, AAK и KBK) наблюдаются весьма большие различия параметров  $S/P$  (до  $0.6$  для глубин очагов  $\sim 200$  км). Отсюда может следовать, что вариации поглощения в верхней части коры не играют существенной роли в изменениях параметра  $S/P$ . Кроме того, судя по данным о коде записей местных землетрясений и карьерных взрывов, в районе Тянь-Шаня  $S$ -волны в целом слабо

поглощаются в средней части коры и очень сильно – в нижней коре (на глубинах более 30 км) [9, 14, 20]. Это согласуется с данными МТЗ, согласно которым нижняя часть коры Тянь-Шаня (в отличие от средней коры), как правило, характеризуется очень высокой проводимостью, что связывается с присутствием соленого водного флюида [24]. И, наконец, в [14, 20] показано, что в литосфере Тянь-Шаня выделяются узкие зоны очень высокого поглощения на глубинах ~30–100 км. Учитывая эти данные, а также размеры зоны Френеля для рассматриваемых трасс, можно сделать вывод, что сильное поглощение  $S$ -волн на записях гиндукушских землетрясений соответствует главным образом нижней коре и верхам мантии (глубины ~30–100 км) на расстояниях ~30–130 км к юго-западу от соответствующих станций.

**Пространственные вариации структуры поля поглощения.** Заметим сначала, что близость средних величин  $S/P$  для двух рассмотренных диапазонов глубин позволяет в первом приближении не учитывать зависимость эффективной добротности верхней мантии от глубины для отрезков трасс от гиндукушской зоны до Тянь-Шаня. Сравнительно высокие величины  $S/P$  на расстояниях ~500–600 км сами по себе говорят об относительно слабом поглощении  $S$ -волн в верхней мантии под Памиром, что ранее отмечалось в [29].

В [9, 11, 14] было показано, что в литосфере Тянь-Шаня выделяются узкие зоны очень низких величин  $Q_s$  (40–50) на фоне в целом относительно высокой добротности (максимальные величины  $Q_s$  достигают 1000–2000). Наши оценки эффективных величин  $Q_s$  в общем не противоречат полученным ранее данным.

Новые данные также свидетельствуют об очень сильной пространственной неоднородности поля поглощения в литосфере рассматриваемого района. Отметим в первую очередь, что данные о параметрах  $S/P$  для обоих диапазонов глубин говорят о слабом в целом поглощении под крупными впадинами – Чуйской, Илийской, Иссык-Кульской, Ферганской и Таримской. (Существенно, что при картировании по параметру  $S/P$  мы даже не вводили поправку за сильное поглощение в мощном слое молодых осадочных пород на окраине Таримского массива). Пониженное поглощение наблюдается также под южной окраиной Казахской платформы (станции КНА и КУУ).

Вместе с тем относительно слабое поглощение  $S$ -волн соответствует также некоторым горным районам, в первую очередь хребтам Кетмень (станция PDG), Кокшаал и западной части Киргизского хребта. В то же время полоса сильного поглощения выделяется в районах хребтов Заилийский и Кунгей Алатау (что согласуется с данными по коду местных землетрясений и карьер-

ных взрывов [14]), а также под хребтом Терской Алатау и восточной частью Киргизского хребта.

Наиболее интересная черта картируемого поля – полоса относительно высокого поглощения между станциями KASH и ТКМ2, секущая различные тектонические структуры. Следует отметить очень низкие величины  $Q_s$  для северной ее части (они сопоставимы с оценками добротности в коре Северного Тибета, где имеются проявления четвертичного и современного вулканизма, полученными по затуханию группы Lg [25]). Важно подчеркнуть, что к границам данной полосы приурочены очаги двух сильнейших землетрясений, произошедших в районе Тянь-Шаня за последние 25 лет – Кашгарского 23 августа 1985 г. ( $M = 7.0$ ) и Сусамырского 19 августа 1992 г. ( $M = 7.3$ ) (рис. 1). Кроме того, с этой же полосой связано землетрясение 09 января 1997 г. ( $M = 5.9$ ), зарегистрированное в районе, где до этого по инструментальным и историческим данным не были известны события с  $M \geq 5.0$  (в окрестностях станции DGE).

Согласие данных о параметрах  $S/P$  для разных глубин очагов в северной части этой полосы говорит о сильном поглощении до сравнительно больших глубин в верхах мантии (в первую очередь на отрезке между станциями KZA и ТКМ2). Имеющиеся у нас данные по огибающим коды местных землетрясений для станций KBK, ТКМ2, UCH и KZA позволяют утверждать, что сильное поглощение здесь наблюдается в нижней коре и верхах мантии, на глубинах 30–90 км [20]. Глубже поглощение резко уменьшается, что согласуется с очень высокими величинами  $S/P$  для станции КУУ по сравнению со станциями KBK и ТКМ2 (рис. 10).

Резкое различие данных  $S/P$  для южной части указанной полосы позволяет сравнить структуру поля поглощения в районе Таласо-Ферганского разлома и к юго-западу от него. Учитывая величину сноса лучей в верхах мантии, на основании данных станций TGMT, TERE, POGP и KAI, можно сделать вывод, что в юго-восточной части разлома тонкий слой сильного поглощения находится непосредственно под корой. Это обеспечивает повышенное затухание  $S$ -волн для глубин очагов ~100 км и относительно слабое – для более глубоких очагов. Особенно сильное поглощение в верхах мантии наблюдается на отрезке между станциями WQIA и TERE. При этом интегральное поглощение в коре здесь сравнительно слабое, поскольку в противном случае величины  $S/P$  для станции TERE не могли бы быть выше средних для очагов с глубинами около 200 км.

В то же время к юго-западу от разлома слой сильного поглощения погружается глубже (судя по относительно высоким значениям параметра  $S/P$  для очагов с глубинами ~100 км для станций WQIA и KAZ). Исключение составляет станция

DGE, к юго-западу от которой слой сильного поглощения имеет сравнительно большую мощность (об этом свидетельствуют относительно низкие величины  $S/P$  для обоих диапазонов глубин).

Следует отметить, что в центральной части Таласо-Ферганского разлома, судя по относительно слабому поглощению  $S$ -волн на записях станций AML и ARA для глубин очагов ~100 км, слой сильного поглощения непосредственно под границей M отсутствует.

Большие положительные значения параметра  $S/P_{100/200}$  говорят об увеличении поглощения  $S$ -волн с глубиной ниже границы M. Как следует из рис. 14, такой эффект наблюдается в первую очередь для описанной полосы высокого поглощения, что говорит о достаточно глубоких корнях этой аномалии.

Из рис. 9, 12 следует, что очень высокие значения параметра  $S/c400$  наблюдаются только для зоны Сусамырского землетрясения и ее близких окрестностей (станции AML, TORK, NICH, KRSU, UCH, EKS2 и AAK). Единственное исключение составляют данные для станции TERE (для глубин 190–230 км).

Отсюда следует, что с очагом Сусамырского землетрясения связана крупная аномалия сильного поглощения в верхней мантии. Размеры этой аномалии можно оценить по данным о коде местных землетрясений. В [18] показано, что в районе станции AML в 1999 г. выделялся слой достаточно сильного поглощения на глубинах 90–150 км. В то же время в районе станции TORK в 1989–1990 гг. существовал узкий слой очень сильного поглощения (шириной не более 10 км), который имел гораздо большую мощность (глубины 45–180 км). Отметим, что существование узких субвертикальных зон пониженной добротности в нижней коре и верхней мантии установлено также под очагом Рачинского землетрясения 29 апреля 1991 г. на Северном Кавказе [1].

Присутствие протяженного субвертикального слоя сильного поглощения позволяет объяснить аномалии параметра  $S/c400$  в районах станций TORK и AML. Ранее [15] было отмечено, что такой слой представляет своеобразный волновод, который частично захватывает (из-за неидеальности своих границ) короткопериодные поперечные волны, а частично служит для них экраном. В принятой нами модели с увеличением времени в коде вступают волны, подходящие к границе M все более круто, поэтому для них экранирующий эффект вертикального волновода становится все более ярко выраженным. Вместе с тем по мере удаления станций от очаговой зоны (EKS2, AAK) эффективное поглощение  $S$ -волн в волноводе резко уменьшается.

Представляет интерес сопоставление данных о поглощении и скоростях сейсмических волн. От-

метим, что слабое поглощение в верхах мантии под Ферганской впадиной согласуется с надежно установленным фактом существенного повышения скоростей  $S$ -волн в этом районе на глубинах 35–75 км [33]. Для других районов Тянь-Шаня сопоставление со скоростями  $S$ -волн в диапазоне глубин 30–100 км, к сожалению, пока невозможно [34]. В то же время слабое поглощение в верхах мантии под Западным Таримом и южной окраиной Казахской платформы не противоречит данным о высоких скоростях волн  $P_n$  и  $P$ , полученных методом томографического анализа [25, 32]. И наконец, характеристики поля поглощения в нижней коре и верхах мантии в районе Центрального Тянь-Шаня довольно хорошо согласуются с основными параметрами поля скоростей  $P$ -волн (устное сообщение Т.М. Сабитовой). Ниже проводится также сопоставление главных черт полей поглощения поперечных волн, полученных разными методами.

**Временные вариации структуры поля поглощения.** Из рис. 13 и данных о параметрах  $S/c400$  для станции AML в 1992 г. и 1999–2000 гг. следует, что структура поля поглощения в районе очага Сусамырского землетрясения существенно изменялась во времени как до этого события, так и после него. Это согласуется с данными, полученными по коду местных землетрясений [19].

Отметим, что ранее было проведено детальное картирование поля поглощения  $S$ -волн в литосфере Тянь-Шаня по записям большого числа местных землетрясений, зарегистрированных в 1970-х годах сверхвысокочувствительной станцией ZRN, установленной в районе Кокчетавского массива (Северный Казахстан). При этом использовался метод, основанный на сопоставлении амплитуд группы  $L_g$  и коды [11]. Сравним результаты картирования поля поглощения, проведенных в 1970-х и конце 1990-х годов, принимая во внимание некоторые различия использованных методов (имеется в виду большая детальность и в то же время существенно меньшая точность метода картирования по параметру  $L_g/coda$  [11]).

В первую очередь следует подчеркнуть сходство данных, полученных для районов крупных впадин – Таримской, Ферганской, Чуйской, Илийской и Иссык-Кульской, которым в обоих случаях соответствует слабое поглощение  $S$ -волн. В обоих случаях выделяется также полоса сильного поглощения в районе хребта Заилийский Алатау, между станциями TKM2 и TLG.

В то же время существуют и значительные различия структуры полей поглощения. В 1970-х годах выделялась узкая зона сильного поглощения на границе Тарима и Южного Тянь-Шаня (возможно, что в конце 1990-х годов она не была обнаружена просто из-за меньшей детальности метода картирования по параметру  $S/P$ ). Вместе с тем

в конце 90-х годов ярко проявилась полоса сильного поглощения между станциями KASH и ТКМ2, которая отсутствовала за 20–25 лет до этого.

Сравнительно быстрое изменение структуры поля поглощения  $S$ -волн может быть связано только с перестройкой флюидного поля в земной коре и верхней мантии. Судя по полученным ранее сейсмическим данным [1, 9, 11], а также данным МТЗ [3], связанные между собой каналы, насыщенные флюидами, которые в районе Тянь-Шаня пересекают различные тектонические структуры, существуют в нижней части земной коры. В то же время по “корням” крупных разломных зон флюиды могут подниматься в кору из верхней мантии [16, 19, 30]. В этой связи заметим, что в подземных водах в пределах полосы сильного поглощения (в зоне Таласо-Ферганского разлома) в конце 1980-х годов были зарегистрированы очень высокие (субмантийные) величины отношения содержания изотопов гелия (рис. 1), которые ранее никогда не встречались вне областей современного вулканизма [22].

Резкое изменение структуры поля поглощения в районах станций KRSU и TORK в течение 12–15 лет свидетельствует о перемещении флюидов к очагу Сусамырского землетрясения перед этим событием. Кроме того, аномалия поглощения в районе станции AML говорит о том, что каналы подъема флюидов сохранились здесь через 7–8 лет после Сусамырского землетрясения. Это согласуется с полученными в [19] данными о подъеме мантийных флюидов в очаговых зонах сильных землетрясений в течение нескольких десятков лет после этих событий. (Отметим, что слабое поглощение для очагов с глубинами ~100 км по данным станции WQIA также, возможно, связано с подъемом флюидов из верхов мантии в зоне очага Кашгарского землетрясения 1985 г. и ее близких окрестностях через 13–15 лет после этого события [19]).

О важной роли мантийных флюидов в процессах подготовки сильных коровых землетрясений свидетельствует большое количество геофизических [1, 3, 12, 13, 17, 19] и геохимических [2, 28, 30] данных. В этой связи слабую сейсмичность районов впадин, характеризующихся пониженным поглощением в литосфере, можно объяснить дефицитом свободных флюидов в верхах мантии [19]. Отметим, что это заключение не противоречит, в частности, данным МТЗ, согласно которым литосфера Нарынской впадины на глубинах до 90 км характеризуется очень низкой проводимостью [24].

1. Очень яркая аномалия поля поглощения перед Сусамырским землетрясением свидетельствует о перспективности использования предложенных методов для выявления прогностических вариаций в районе Тянь-Шаня. Приуроченность

очагов двух сильнейших за последние 25 лет землетрясений в районе Тянь-Шаня к полосе высокого поглощения позволяет предполагать, что и следующее сильное землетрясение может произойти в области этой аномалии. Здесь особый интерес представляет северное окончание этой полосы (район между станциями KZA и ТКМ2), где наблюдается очень сильное поглощение поперечных волн и большой контраст параметров  $S/P$  и  $S/P_{100/200}$ . В этой связи отметим, что по данным Института сейсмологии МОН РК, в районе к югу от станции ТКМ2 до 2004 г. выделялась довольно большая область сейсмического затишья. Существенно, что, начиная с 1996 г., здесь регистрируются землетрясения с глубинами очагов ~20 км (известно, что увеличение доли относительно глубокофокусных событий служит важным прогностическим признаком [13]). Отметим, что в 2004–2005 гг. в этой области произошло несколько относительно сильных ( $M = 4.0–5.0$ ) глубоких ( $h_0 \sim 20$  км) землетрясений, которые, вероятно, могут рассматриваться в качестве форшоков гораздо более сильного события. Далее, по данным М.Д. Иманбаевой и др. [6], в районе станции KBK уже в течение 4-х лет выделяется геохимическая аномалия, связанная с существенным уменьшением интенсивности гелиевого потока, в то время как по всем остальным станциям Северного Тянь-Шаня гелиевый поток постоянно увеличивается. Согласно данным Т.П. Суслевой (устное сообщение), на ближайших к аномальной области геохимических станциях ИС МОН РК с начала января 2004 г. регистрируется значительный рост содержания углекислого газа в подземных водах. Выделенная нами крупная аномалия поля поглощения в рассматриваемом районе, а также перечисленные геофизические и геохимические данные свидетельствуют о необходимости проведения здесь специальных комплексных исследований в целях средне- и краткосрочного прогноза землетрясений.

## ВЫВОДЫ

Исследованы характеристики поля поглощения короткопериодных сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня по записям глубокофокусных гиндукушских землетрясений.

2. Установлено, что поле поглощения в рассматриваемом районе характеризуется очень большой неоднородностью. Относительно слабое поглощение наблюдается в районах крупных впадин: Чуйской, Илийской, Иссыккульской, Нарынской, Ферганской и Таримской. В западной части района выделена полоса высокого поглощения, к которой приурочены очаги двух сильнейших землетрясений, произошедших в районе Тянь-Шаня за последние 25 лет – Кашгарского 23 августа 1985 г. и Сусамырского 19 августа 1992 г.

3. Аномально высокие величины  $S/c400$  получены для станций, установленных в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и ее близких окрестностях. Для двух из этих станций обнаружены сильные временные вариации формы огибающих коды перед землетрясением.

4. Получены оценки параметров  $Q_s$  и  $Q_p$  в верхнем 50-километровом слое мантии. Величины эффективной добротности для полосы сильного поглощения примерно в два раза ниже, чем в целом для района Центрального Тянь-Шаня.

5. Установлено, что структура поля поглощения в рассматриваемом районе существенно изменилась в течение 20–25 лет, что может быть связано только с активной перестройкой флюидного поля в земной коре и верхах мантии. На основании анализа совокупности геофизических и геохимических данных высказано предположение о большой вероятности очередного сильного землетрясения в северной части полосы высокого поглощения.

Авторы выражают признательность IRIS DMC за предоставление цифровых данных, а также Г. Павлису за помощь в отборе данных и их первичной обработке.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антикаева О.И., Арефьев С.С., Кветинский С.И. и др.* Неоднородности литосферы и астеносферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 4. С. 533–538.
2. *Асада Т., Исибаси К., Мацуда Т. и др.* Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра, 1984. 312 с.
3. *Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. и др.* Опыт интерпретации МТ – зондирований в горах Малого Кавказа // Физика Земли. 1996. № 4. С. 99–117.
4. *Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И. и др.* Литосфера Тянь-Шаня по данным о функциях приемника Р и S-волн // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Москва-Бишкек. 2003. С. 94–105.
5. *Запольский К.К.* Частотно-избирательные сейсмические станции ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 20–36.
6. *Иманбаева М.Д., Мозолева Е.Л., Яковенко В.С. и др.* Вариации гидрогеохимических параметров, обусловленные геодинамическими процессами // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Тез. докладов. Бишкек. 2002. С. 117.
7. *Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф.* Аномальные огибающие коды Lg и их интерпретация на основе горизонтально неоднородной по поглощению модели среды // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 64–74.
8. *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.
9. *Кветинский С.И., Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н. и др.* Неоднородности литосферы и астеносферы в очаговых зонах сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 25–28.
10. *Копничев Ю.Ф.* Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. С. 176.
11. *Копничев Ю.Ф., Нурмагамбетов А.Н.* Детальное картирование верхней мантии Тянь-Шаня по поглощению поперечных сейсмических волн // Физика Земли. 1987. № 10. С. 11–25.
12. *Копничев Ю.Ф.* Вариации поля поглощения поперечных волн перед сильными землетрясениями Северного Тянь-Шаня // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 4. С. 528–532.
13. *Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н.* Геодинамические процессы в очаговой зоне Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. (Северный Тянь-Шань) // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 93–97.
14. *Копничев Ю.Ф.* О тонкой структуре земной коры и верхней мантии на границе Северного Тянь-Шаня // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 1. С. 93–97.
15. *Копничев Ю.Ф.* Длиннопериодные временные вариации поля поглощения в литосфере и астеносфере Северного Тянь-Шаня // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 63–75.
16. *Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона // Физика Земли. 2001. № 11. С. 73–86.
17. *Копничев Ю.Ф., Баскутас И., Соколова И.Н.* Пары сильных землетрясений и геодинамические процессы в районе Центральной и Южной Азии // Вулканология и сейсмология. 2002. № 5. С. 49–58.
18. *Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Вариации структуры поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений // 2-й казахстанско-японский семинар по прогнозу землетрясений. Алматы: 2002.
19. *Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. 2003. № 5. С. 73–86.
20. *Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхней мантии Центрального Тянь-Шаня // Горный журнал Казахстана. 2004. № 5. С. 25–29.
21. *Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И. и др.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. С. 115.
22. *Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев В.А. и др.* Субмантийный гелий во флюидах юго-восточного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 721–725.
23. *Antikaeva O.I., Kopnichev Y.F.* Space-time variations of the coda wave envelopes of local earthquakes in the region of Central Asia // J. Earthq. Pred. Res. 1993. V. 2. № 4. P. 497–514.
24. *Bielinski R., Park S., Rybin A. et al.* Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shanb imaged by magneto-



- telluric studies // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 15. Doi: 10.1029/2003GL017455.
25. *Chen Y., Roecker S., Kosarev G.* Elevation of the 410 km discontinuity beneath the central Tien Shan: evidence for a detached lithospheric root // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 1531–1534.
  26. *Fan G., Lay T.* Characteristics of Lg attenuation in the Tibetan Plateau // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B1, doi: 10.1029/2001JB000804.
  27. *Hammond W., Humphreys E.* Upper mantle seismic wave velocity: effects of realistic partial melt geometries // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 10975–10986.
  28. *Italiano F., Martinelli G., Nuccio P.* Anomalies of mantle-derived helium during the 1997–1998 seismic swarm of Umbria-Marche, Italy // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 5. P. 839–842.
  29. *Khalturin V.I., Rautian T.G., Molnar P.* The spectral content of Pamirs-Hindu Kush intermediate depth earthquakes: evidence for high-Q zone in the upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. № 20. P. 2931–2943.
  30. *Kopnichen Yu., Sokolova I.* Mantle helium near source zones of strong earthquakes // Abstr. General Assembly IASPEI. Santiago, Chile, 2–8 October 2005.
  31. *Krestnikov V.N., Nersesov I.L., Stange D.V.* The relationship between the deep structure and Quaternary tectonics of the Pamirs and Tien Shan // *Tectonophysics.* 1984.
  32. *Liang C., Song X.* Tomographic inversion of Pn travel times in China // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B11304. doi:10.1029/2003JB002789.
  33. *Roecker S., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al.* Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien Shan // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B9. P. 15779–15795.
  34. *Vinnik L.P., Reighber C., Aleshin I. et al.* Receiver function tomography of the Central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225. P. 131–146.

## Heterogeneities in the Field of Short Period Seismic Wave Attenuation in the Lithosphere of Central Tien Shan

Yu. F. Kopnichen<sup>1</sup>, I. N. Sokolova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*United Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geophysical Research, Nuclear Science Center, Kurchatov, 071100, Kazakhstan*

Recordings of deep-focus Hindu Kush earthquakes in the depth ranges of 70–110 and 190–230 km made by 45 digital and analog seismic stations were analyzed to study the attenuation field of short-period seismic waves in the lithosphere of the Central Tien Shan. The dynamic characteristics studied include the ration of peak amplitudes in  $\bar{S}$  and  $P$  waves ( $S/P$ ) and the ratio of the  $S$ -wave maximum to the coda level in the range of  $t = 400 \pm 5$  s at frequency of 1.25 Hz ( $S/c400$ ), where  $t$  is the lapse time. Comparatively high values of  $S/P$  are shown to prevail in most of the region corresponding to lower  $S$ -wave attenuation. Upon this background is a band of high and intermediate attenuation in the west of the region extending along the Talas-Fergana fault zone in the south and afterwards turning north-northeast. In this band are the source zones of two largest ( $M \leq 7.0$ ) earthquakes which have occurred in the Tien Shan during the last 25 years. Abnormally high values of  $S/c400$  were obtained for stations situated in the source zone of the August 19, 1992, magnitude 7.3 Suusamyr earthquake and around it. For two of the stations we found considerable temporal variations in coda envelopes before the earthquake. Effective  $Q$  values were derived from longitudinal and shear wave data for the entire region, as well as for the band of high attenuation. Comparison with previous data shows, that the attenuation field has changed appreciably during 20–25 years, which can only be due to a rearrangement of the fluid field in the crust and upper mantle. It is hypothesized that a large earthquake is very likely to occur in the northern part of the strong attenuation band.