

УДК 550.344

## АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ЗАПИСЯМ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

© 2004 г. Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова

Представлено академиком В.В. Адушкиным 11.12.2003 г.

Поступило 16.12.2003 г.

Исследованы пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в земной коре Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов (ПЯВ) на Семипалатинском испытательном ядерном полигоне (СИЯП). Показано, что наблюдаются аномально сильные изменения структуры поля поглощения для трасс, пересекающих очаговые зоны сильных землетрясений ( $M \geq 6.8$ ) или проходящих рядом с ними. Предложена интерпретация обнаруженных эффектов, связанная с подъемом мантийных флюидов (в первую очередь воды) в земную кору перед сильными землетрясениями и дальнейшей их миграцией из очаговых зон в горизонтальном направлении.

Как известно, короткопериодные волны  $Lg$  и  $Pg$  представляют собой совокупность заперделенно отраженных от границы  $M$  соответственно поперечных и продольных волн [1], поэтому отношение их амплитуд (параметр  $Ig(A_{Lg}/A_{Pg})$ ), который мы для краткости будем обозначать  $Lg/Pg$ ) при прочих равных условиях есть мера интегрального поглощения  $S$ -волн в земной коре на трассе от очага до станции. В работе [2] показано, что разброс величин  $Lg/Pg$  на записях ПЯВ на СИЯП, в особенности для площадки Дегелен, где взрывы проводились в штольнях, существенно меньше, чем для землетрясений. Это позволяет достаточно надежно выделять пространственно-временные вариации поля поглощения  $S$ -волн в земной коре различных районов. В настоящей работе по записям ПЯВ исследуются вариации поля поглощения в земной коре Тянь-Шаня, в первую очередь для трасс, пересекающих очаговые зоны

сильных землетрясений или проходящих рядом с ними.

Анализировались записи ПЯВ, производившихся на площадке Дегелен в 1964–1989 гг., которые были получены 15 станциями, установленными в районах Тянь-Шаня и Туранской плиты (рис. 1). Наибольшее количество данных соответствует станциям TLG, KRM и GRM. Для сравнения были также использованы записи станции NVS, для которой трассы от СИЯП пересекают южную окраину Западно-Сибирской плиты. Эпицентральные расстояния варьировались от 730 до 1600 км.

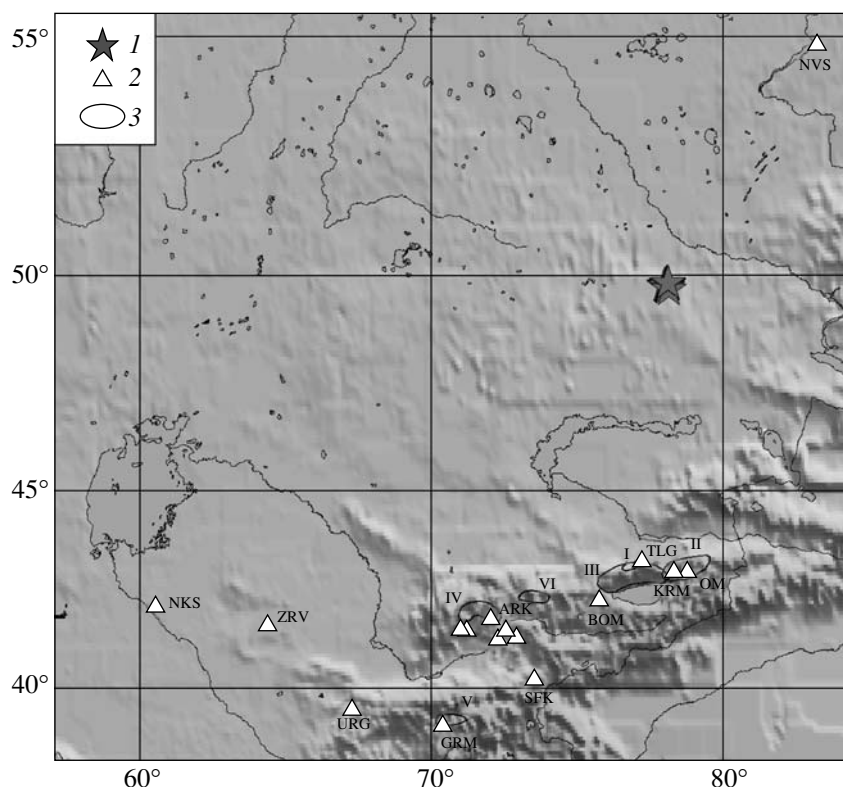
Обрабатывались главным образом записи аналоговых частотно-избирательных станций (ЧИСС [3]) с центральными частотами около 1 Гц. Для некоторых станций использовались оцифрованные с частотой 20 Гц записи вертикальных каналов СКМ-3, для которых также применялся фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной  $2/3$  октавы на уровне 0.7 от максимума, аналогичный соответствующему ЧИСС-фильтру.

Рисунок 2 иллюстрирует зависимость параметра  $Lg/Pg$  от времени по записям трех сейсмических станций: NVS, KRM и GRM. Из графиков следует, что для ст. NVS, трассы на которую пересекают слабосейсмичные районы, средние величины  $Lg/Pg$  варьируются незначительно, в основном в диапазоне 0.2–0.3. С 1973 по 1981 г. параметр  $Lg/Pg$  понизился примерно на 0.1.

По данным станции KRM, расположенной на расстоянии около 10 км от очаговой зоны Жаланаш-Тюпского землетрясения 24 марта 1978 г. ( $M = 6.8$ ), параметр  $Lg/Pg$  заметно (на 0.15–0.20) упал перед этим событием в 1976–1977 гг. После землетрясения наблюдался постепенный рост значений параметра и в 1988–1989 гг. он увеличился примерно на 0.35.

Для ст. GRM трассы от Дегелена проходят через очаговые зоны трех сильных землетрясений: Гармского 1941 г. ( $M = 6.5$ ), Хаитского 1949 г.

Объединенный институт физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта  
Российской Академии наук, Москва  
Институт геофизических исследований  
Национального ядерного центра  
Республики Казахстан, Алма-Ата



**Рис. 1.** Карта района исследований. 1 – эпицентры ПЯВ; 2 – сейсмические станции; 3 – очаговые зоны сильных землетрясений: I – Верненское, II – Чиликское (9-балльные изосейсты), III – Кеминское (8-балльная изосейста), IV – Чаткальское (9-балльная изосейста), V – Хаитское (8-балльная изосейста, внутри которой находится также 8-балльная изосейста Гармского землетрясения), VI – Сусамырское (область афтершоков). 9-балльная зона Жаланаш-Тюпского землетрясения размером ~35 км находится внутри области II.

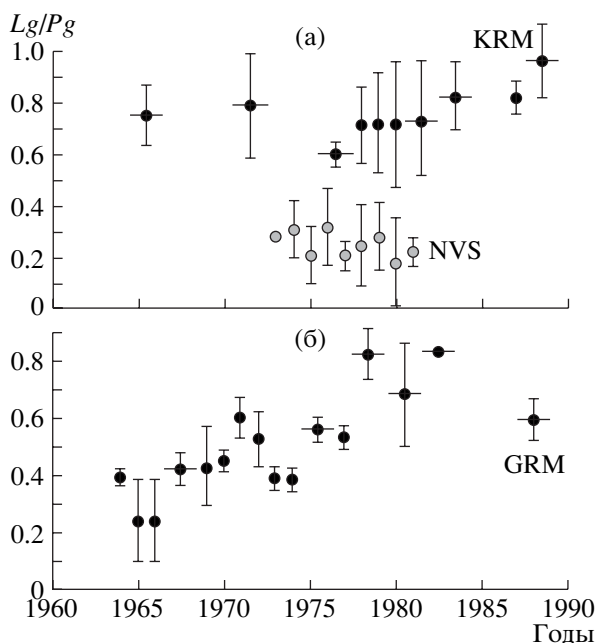
( $M = 7.4$ ) и Чаткальского 1946 г. ( $M = 7.5$ ), а также на расстоянии ~40 км от зоны Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 г. ( $M = 7.3$ ), см. рис. 1. Следует отметить очень высокую степень “изрезанности” кривой  $Lg/Pg(T)$  для ст. GRM по сравнению с другими станциями (в первую очередь NVS), даже несмотря на усреднение по 2–3 годам в отдельные интервалы времени. Из рис. 2 следует, что величины  $Lg/Pg$  в данном случае с 1965 по 1978 г. в среднем возрастают примерно на 0.55, далее находятся практически на одном уровне до 1983 г. и затем падают приблизительно на 0.25 в 1987–1989 гг. Интересно, что существенное уменьшение параметра  $Lg/Pg$  наблюдалось в 1965, 1966 и 1974 гг., когда произошли три сильнейших глубокофокусных землетрясения в Гиндукуше с магнитудами соответственно 7.7, 7.2 и 7.3. В то же время примерно через год после сильных коровых землетрясений – Сарыкамьшского 5 июня 1970 г. ( $M = 6.8$ ), Маркансуйского 11 августа 1974 г. ( $M = 7.3$ ), Жаланаш-Тюпского и Алайского 1 ноября 1978 г. ( $M = 6.8$ ) зафиксирован резкий рост данной величины.

Для ст. TLG трассы от СИЯП идут в основном по Казахской платформе, характеризующейся

достаточно слабой сейсмичностью. Вместе с тем в близких окрестностях станции около 100 лет назад произошли три сильнейших землетрясения (Верненское 1887 г.,  $M = 7.3$ ; Чиликское 1889 г.,  $M = 8.3$  и Кеминское 1911 г.,  $M = 8.2$ ). Из данных [2] следует, что параметр  $Lg/Pg$  в этом случае несколько вырос с 1964 по 1976 г. (от 0.50 до 0.75), далее с небольшими вариациями оставался примерно на этом уровне до 1989 г.

На рис. 3 представлена зависимость параметра  $Lg/Pg$  от эпицентрального расстояния. Для большей части станций использованы данные за 1965–1966 гг., а для нескольких (SFK, ZRV, URG, NKS) – за 1970–1971 гг. (для ст. GRM – за оба указанных интервала времени). Из рисунка видно, что для ст. TLG величины  $Lg/Pg$  в 1965–1966 гг. были существенно ниже, чем для ст. KRM, OM и BOM, расположенных соответственно к востоку и западу от зоны Верненского и вблизи от границ 8-балльной изосейсты Кеминского землетрясения, на больших эпицентральных расстояниях.

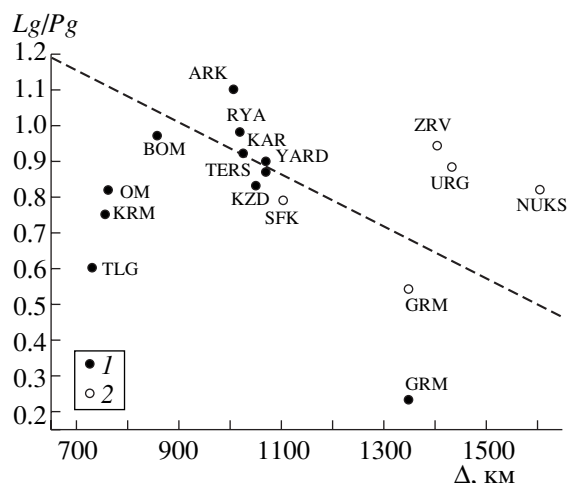
На отрезке между ст. ARK и GRM, пересекающем очаговые зоны двух землетрясений с  $M > 7.0$ , в 1965–1966 гг. наблюдалось аномально быстрое уменьшение параметра  $Lg/Pg$  с расстоянием по



**Рис. 2.** Временные вариации параметра  $Lg/Pg$ . а – ст. NVS и KRM, б – ст. GRM. Показаны средние значения, стандартные отклонения и интервалы осреднения (во всех остальных случаях они равны 1 году). В двух случаях, когда не показаны стандартные отклонения, они не превышают размеров значка.

сравнению со средней зависимостью для районов Тянь-Шаня и Туранской плиты, построенной нами по данным, приведенным в [4]. Кроме того, даже в 1970–1971 гг., когда эта величина на ст. GRM заметно выросла, данный параметр был все же на 0.3–0.4 ед. лог. ниже, чем для ст. ZRV, URG и NKS, для которых трассы минуют очаговые зоны известных сильных землетрясений. При этом следует отметить, что трассы на указанные станции частично проходят по Туранской плите, характеризующейся относительно сильным поглощением в коре по сравнению с районом Казахской платформы [5].

Поскольку параметр  $Lg/Pg$  характеризует поглощение поперечных волн в земной коре, то сравнительно быстрые его вариации могут быть связаны только с изменением содержания свободных флюидов на трассе от очага до станции. Сопоставление данных внутри групп ст. TLG, KRM, OM и BOM, а также ст. GRM, ARK, RYA, YARD, TERS, KZD и URG, для которых различие азимутов на Дегелен не превышает соответственно  $17^\circ$  и  $14^\circ$ , показывает, что основные изменения структуры флюидного поля во времени происходят на сравнительно небольших расстояниях от ст. TLG, KRM и GRM. Практическое постоянство величины  $Lg/Pg$  для ст. NVS, а также относительно высокие значения этого параметра для станций в районах Тянь-Шаня и Туранской плиты, трассы на



**Рис. 3.** Зависимость параметра  $Lg/Pg$  от эпицентрального расстояния. 1 – данные за 1965–1966 гг., 2 – за 1970–1971 гг. Штриховая линия – средняя зависимость для районов Тянь-Шаня и Туранской плиты.

которые не проходят вблизи очагов тектонических событий с  $M > 6.5$ , произошедших за последние 100 лет, свидетельствуют о том, что наблюдаемые его временные вариации связаны в первую очередь с изменением содержания флюидов в очаговых зонах сильных землетрясений и их близких окрестностях.

По данным ст. KRM установлено увеличение поглощения за 1–2 года до Жаланаш-Тюпского землетрясения. Не исключено, что аналогичный эффект наблюдался и за несколько лет до Сусамырского землетрясения (по данным ст. GRM). Эти данные согласуются со сделанными ранее [6] выводами о поступлении мантийных флюидов в нижнюю кору при подготовке сильных коровых событий.

Мантийные флюиды продолжают подниматься в кору и в течение 20–30 лет после сильных землетрясений [7], что обеспечивает их высокую концентрацию в очаговых зонах и близких окрестностях. В то же время полученные нами данные говорят о том, что параллельно с этим процессом флюиды мигрируют в горизонтальном направлении, что приводит к уменьшению их среднего содержания непосредственно в очаговых зонах. Судя по имеющимся данным, для зоны Жаланаш-Тюпского землетрясения этот процесс продолжался по крайней мере 11 лет после этого события, для Чаткальского и Хаитского – приблизительно до 30 лет, Кеминского – до 60–65 лет.

Относительно высокие величины  $Lg/Pg$  для ст. KRM и OM, для которых трассы пересекают очаговую зону Чиликского землетрясения, свидетельствуют, что процесс миграции флюидов скорее всего продолжался здесь не более 75 лет.

В пользу вывода о “расплывании” флюидного пятна со временем свидетельствуют, в частности,

и имеющиеся геохимические данные – так, суб-мантийные отношения изотопов гелия в районе Северного Тянь-Шаня зарегистрированы в субширотной полосе шириной ~100 км, включающей хребет Заилийский Алатау и значительную часть Илийской впадины [8], вблизи от очаговых зон двух землетрясений с  $M > 8.0$ .

Обнаруженный эффект в принципе аналогичен течению магмы по трещинам в горизонтальном направлении во время вулканических извержений [9], однако происходит со скоростью, на несколько порядков меньшей. Это можно объяснить гораздо большим объемом изливающейся магмы, большими ее плотностью и давлением по сравнению с соответствующими параметрами ювенильной воды [10].

Можно предполагать, что диффузия флюидов (в первую очередь воды) происходит в основном в самом верхнем слое коры, характеризующемся повышенной проницаемостью пород. В связи с этим отметим, что в значительной части Центрального Тянь-Шаня на глубинах 0–5 км зафиксировано понижение скоростей  $S$ -волн почти на 30% относительно средних величин, что объясняется присутствием свободной воды [11].

Сравнительно кратковременные (длительностью 1–2 года) вариации параметра  $Lg/Pg$  по данным ст. GRM в некоторых случаях можно связать с поступлением дополнительных порций флюидов в земную кору из верхней мантии в Гармском районе после сильнейших глубокофокусных гиндукушских землетрясений [12], очаги которых находятся на расстояниях ~250–300 км от станции, а также с ускорением миграции флюидов в горизонтальном направлении после сильных коровых событий в результате резкого увеличения проницаемости пород под действием сейсмических колебаний [13].

Отметим, что диффузия воды в горизонтальном направлении в верхнем слое земной коры может происходить и в слабосейсмичных районах в

результате длительных интенсивных техногенных воздействий, например многочисленных мощных ПЯВ на СИЯП. Об этом могут свидетельствовать, в частности, данные о тепловой аномалии в районе СИЯП, размеры которой в несколько раз больше площади полигона [2, 14].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке со стороны МНТЦ (проект KR-837).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф., Нерсесов И.Л. и др. // Физика Земли. 1990. № 4. С. 38–49.
2. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // Физика Земли. 2001. № 11. С. 73–86.
3. Запольский К.К. В сб.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 20–36.
4. Антонова Л.В., Антикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука, 1978. С. 159.
5. Копничев Ю.Ф., Аракелян А.Р. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 77–92.
6. Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н. // ДАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 93–97.
7. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // Физика Земли. 2003. № 7. С. 35–47.
8. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А. и др. // ДАН. 1990. Т. 312. № 3. С. 721–725.
9. Большое трещинное Толбачинское извержение/Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. С. 638.
10. Muir-Wood R., King G. // J. Geophys. Res. 1993. V. 88. № B12. P. 22035–22068.
11. Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И. и др. В сб.: Геодинамика и геологические проблемы высокогорных районов. М.; Бишкек, 2003. С. 94–105.
12. Kopynichev Yu.F. // J. Earthquake Predict. Res. 1998. V. 7. P. 139–157.
13. Барабанов В.Л., Гривневский А.О., Киссин И.Г. и др. // ДАН. 1987. Т. 297. № 1. С. 52–56.
14. Sultangazin U.M., Zakarin E. A., Spivak L.F. et al. // Ser. Method. Instrum. Acad. sci. Paris. 1998. V. 326. P. 135–140.