

УДК 550.344.551.14

ГЕОФИЗИКА

П. МОЛНАР, И. Л. НЕРСЕСОВ, А. И. РУЗАЙКИН, В. И. ХАЛТУРИН

ИЗМЕНЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОЛН Lg В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

(Представлено академиком М. А. Садовским 30 I 1975)

Сейсмическая волна Lg наблюдается во многих районах земного шара (¹⁻⁵). Она образуется в земной коре с континентальным типом строения, имеет четкие вступления и устойчивые значения скорости распространения ($\sim 3,5$ км/сек), наблюдается на расстояниях до 3000 км, а в отдельных случаях и до 6000—7000 км. Характерной особенностью этой волны является то, что она полностью исчезает на записях при пересечении даже небольших участков земной коры с океаническим типом строения (для ее полного исчезновения на записях землетрясений достаточно нескольких десятков километров коры океанического типа). Некоторые авторы отмечают эффект ослабления интенсивности волн Lg при пересечении горных систем и приписывают его влиянию «корней» горных сооружений (^{6, 7}).

Общепринятой теории образования и распространения волн Lg не существует. В ряде работ (^{1-3, 6}) их природа интерпретируется как сумма высших гармоник поверхностных волн или волн типа SH (⁸). В некоторых же работах (^{9, 10}) механизм образования и распространения связывают с наличием в земной коре волновода с малым значением скорости распространения сейсмических волн.

В предлагаемой работе изучалась интенсивность волн Lg при их распространении по разным трассам в районе Центральной Азии и сопредельных стран. Были рассмотрены землетрясения Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Байкала, Монголии, Китая, Непала, Индии и Афганистана, записанные на станциях ЧИСС (частотно-избирательная сейсмическая станция), расположенных в СССР: Гарм (GRM), Талгар (TLG) и Новосибирск (NWS) (рис. 2). Наблюдения на них велись в полосах периодов 0,25—3,7 и 10—20 сек. Практически на всех записях максимальная амплитуда была в пределах этого интервала периодов.

Кроме этого были использованы записи станций мировой сети (WWNSS), расположенных в Индии: Дели (NDI), Пуна (POO) и Шиллонг (SHL), а также Чиенгмай (CHG) в Таиланде. Эти станции оборудованы стандартным комплектом аппаратуры, которая перекрывает диапазон периодов от 1,0 до 12—15 сек.

Всего рассмотрено около 200 землетрясений с очагами в земной коре. Магнитуда m_p землетрясений менялась от 4,5 до 6,0. Выбирали такие землетрясения, которые были записаны хотя бы одной из двух систем наблюдений на расстояниях до 3500 км.

На записях землетрясений устойчиво прослеживаются следующие волновые группы: продольные волны P , волны Lg и поверхностные (при очаге в земной коре). Поперечные волны S часто отсутствуют или имеют незначительную интенсивность. Для большинства направлений в наблюдаемом интервале расстояний волны Lg имеют максимальную амплитуду, но при этом на отдельных трассах их интенсивность резко изменяется или они полностью исчезают.

Пример различия в интенсивности Lg волн приведен на рис. 1, I. На этом рисунке показаны два землетрясения равной магнитуды, записан-

ные на станции Новосибирск (NWS), и приблизительно на равных эпицентральных расстояниях: одно из района Забайкалья (а), другое из района Тибета (б). На записи забайкальского землетрясения волны Lg записаны четко, а на записи землетрясения из района Тибета эти волны полностью отсутствуют.

На рис. 1, II, также по данным ст. NWS, показано изменение с расстоянием интенсивности волн Lg относительно волн P для двух направлений. Поскольку интенсивность волн P регионально меняется слабо, изменение

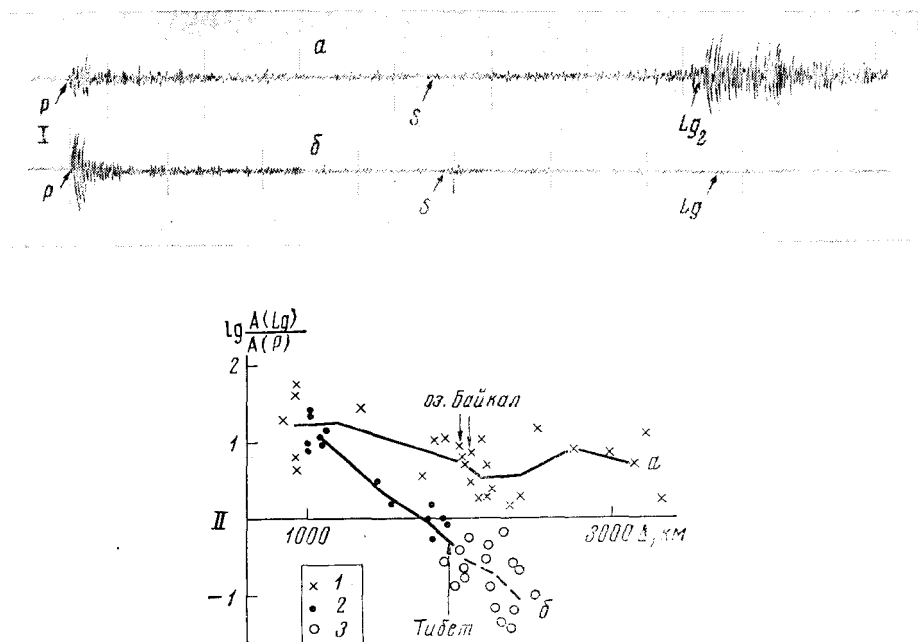


Рис. 1. Пример различия в интенсивности волн Lg для различных направлений. I — записи землетрясений с $\Delta \approx 2000$ км на станции Новосибирск: а — район Забайкалья, б — район Тибета. II — относительная интенсивность волн Lg для различных направлений в зависимости от расстояния до станции Новосибирск: а — Забайкальское направление, б — Тибетское направление. 1 — индивидуальные значения относительной интенсивности для землетрясений Забайкальского направления; 2 — индивидуальные значения относительной интенсивности для землетрясений Тибетского направления; 3 — индивидуальные значения относительной интенсивности для землетрясений Тибетского массива (в качестве меры интенсивности волн Lg был взят уровень фона): стрелками показано положение границ озера Байкал и северной границы Тибетского массива

величины $\lg A(Lg)/A(P)$ происходит в основном за счет изменения интенсивности волны Lg . На рис. 1, II видно, что к 2000 км разница в относительной интенсивности волн достигает 30 раз. Для Тибетского направления, начиная с 1800—1900 км, интенсивность волн Lg становится меньше, чем волн P .

В суммарном виде различия в характере записей Lg -волн на различных станциях представлены на схеме (рис. 2). На этой схеме показано изменение интенсивности этих волн от землетрясений, происходивших в Центральной Азии, на записях всех рассматриваемых станций. При построении схемы изменение интенсивности волн Lg условно приписывались очаговой области. Эпицентры, зарегистрированные станциями ЧИСС, нанесены кружками, а станциями мировой сети — квадратами. Здесь же выделены границы прослеживания волн Lg для двух систем наблюдения: северной (станции ЧИСС) и южной (станции мировой сети), а также нанесены главные глубинные разломы.

Обнаруживается четкая упорядоченность в распределении эпицентров с различной интенсивностью волн Lg (рис. 2). Так, для станции NWS волны Lg отсутствуют для всех землетрясений, расположенных южнее 35° с.ш. Для землетрясений севернее этой широты волны Lg прослеживаются всеми станциями. Изменение интенсивности волн происходит скачкообразно на границе Тибетского массива. От эпицентров, расположенных южнее этой границы, на записях не видно даже следов волны Lg .

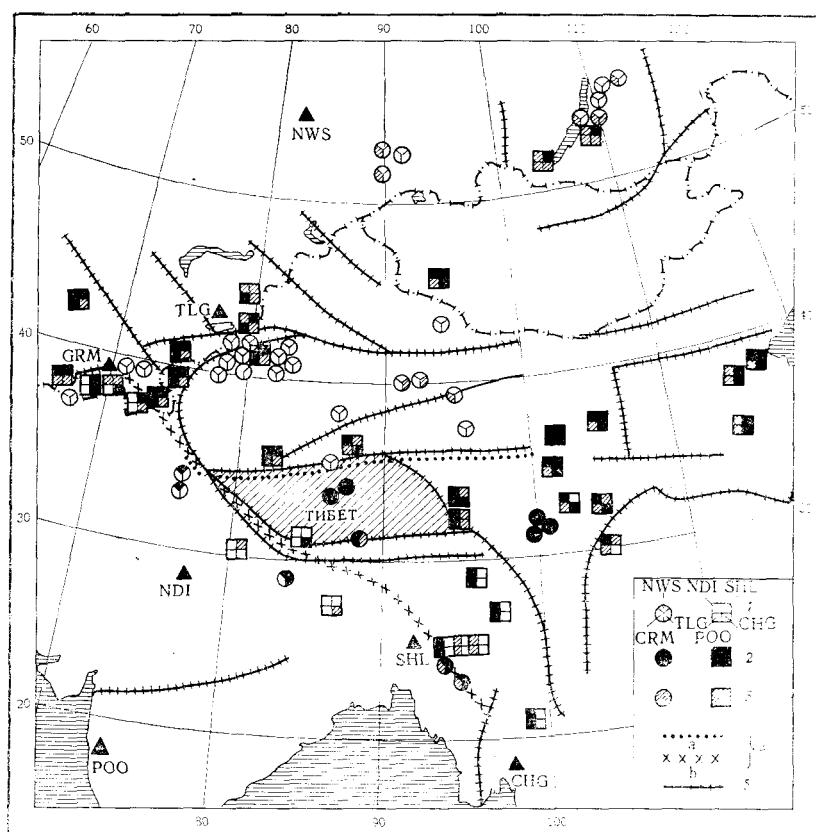


Рис. 2. Схема интенсивности волн Lg на записях станций ЧИСС и мировой сети. 1 — четкие вступления волн Lg . 2 — волны Lg на записи данной станции не видны; 3 — станции не зарегистрировали землетрясение; 4 — границы прослеживания волн Lg : а — для северных станций; б — для южных станций; 5 — главные глубинные разломы

На станции TLG для очагов, эпицентры которых расположены в Тибетском массиве, волны Lg на записях землетрясений также практически отсутствуют, а для землетрясений с эпицентрами вне Тибетского массива эти волны хорошо видны. Записи землетрясений на станции GRM имеют приблизительно такой же вид, как и записи станции TLG, волны Lg полностью отсутствуют на записях землетрясений, происходивших в Тибетском массиве, и видны на записях землетрясений, происходивших в других районах.

Для станций мировой сети также видна четкая упорядоченность в распределении эпицентров с различной интенсивностью волн Lg . На станции NDI землетрясения с хорошо записанной волной Lg прослеживаются в северном направлении до районов Таджикской депрессии и западного Памира и в северо-восточном и восточном направлениях до Тибетского массива. Для землетрясений на остальной изучаемой территории на записи полностью отсутствуют волны Lg . На станции POO распределение эпицентров

с различной интенсивностью волн Lg в основном повторяет распределение, характерное для станции NDI. На записях станции SHL землетрясения с четко выраженной волной Lg в северо-западном, северном и северо-восточном направлениях наблюдаются до южной границы Тибетского массива, в восточном и юго-восточном — во всем наблюдаемом диапазоне расстояний. Волн Lg нет на записях землетрясений на Тянь-Шане, Памире, севернее Тибетского массива и северо-восточнее Сиканского синклинория. На станции CHG наблюдается примерно такая же картина распределения интенсивности волн Lg , как и на станции SHL.

Из рассмотрения схемы можно сделать вывод, что Тибетский массив является как бы экраном на путях распространения волн Lg . Если трасса эпицентр — станция пересекает Тибетский массив и прилегающие к нему с востока районы, то волны Lg отсутствуют на записях землетрясений.

На схеме не нанесены эпицентры землетрясений района Гиндукуша с глубиной очага больше 50 км. Если бы они были нанесены, то для станций ЧИСС схема бы не изменилась, так как волны Lg видны на записях землетрясений, сделанных на этих станциях, с глубиной очага до 250 км. Для станций мировой сети на записях глубоких землетрясений эти волны не видны.

Исчезновение на записях землетрясений из Тибетского массива волн Lg , по-видимому, связано с резким увеличением мощности коры под самим Тибетским массивом. Правда, это не объясняет исчезновения волн Lg в тех случаях, когда эпицентр оказывается внутри Тибетского массива вблизи границы. Механизм исчезновения волн Lg в этом случае ближе к тем случаям, когда сейсмический луч пересекает участки океанической коры даже небольшой протяженности. Возможно также, что характер глубинных разрывов, ограничивающих Тибетский массив, отличен от «обычных» глубинных разрывов и при их пересечении нарушается механизм распространения Lg -волн.

Изменение интенсивности Lg -волн для района Тянь-Шаня и Памира может быть объяснено тем, что здесь возможен контакт двух континентальных плит. Южная (Индийская) плита наползает на северную (Южный Тянь-Шань) и последняя погружается под нее в верхнюю мантию. Поэтому трассы распространения сейсмических колебаний на пути эпицентр — станция для северных станций связаны в погруженной части коры, а трассы для южных станций пересекают астеносферный слой.

Исследованный район Центральной Азии обладает рядом уникальных особенностей геологического строения, отличающих его от большинства других районов. Можно предположить, что изучение этого района с привлечением геофизических данных поможет в решении ряда тектонических проблем.

Массачусетский технологический институт
США

Поступило
27 I 1975

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР
Москва

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ F. Press, M. Ewing, Bull. Seismol. Soc. Am., v. 42, № 3 (1952). ² Е. Ф. Саваренский, Н. Г. Вальднер, Сб. Сейсмические исследования в период МГГ, № 4, 1960.
- ³ Н. Г. Вальднер, Е. Ф. Саваренский, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1 (1961). ⁴ Д. И. Сихарулидзе, Е. И. Патарая, В. Г. Папалашвили, АН ГрузССР, Тр. ин-та геофизики, т. 22 (1964).
- ⁵ К. Рес, Studia geophys. geod., v. 6 (1962). ⁶ Е. А. Коридалин, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8 (1961).
- ⁷ И. Л. Нерсесов, Т. Г. Раутиан, Тр. 8 Ассамблеи Европейской Сейсмологической Комиссии, 1964, стр. 174. ⁸ Г. П. Горшков, Бюлл. Совета по Сейсмологии, № 7, 1960.
- ⁹ В. Gutenberg, Geophys., v. 20, № 2 (1955).
- ¹⁰ M. Båth, Ark. Geophys., v. 2, № 13 (1954). ¹¹ M. Båth, Geofis. pura e appl., v. 38, (1957).