

УДК 550.344.6+ 550. 834

Сайипбекова А.М.¹, Абдрахматов К.Е.²,
Степаненко Н.П.³, Макамбаева Ж.А.¹,
Саипбекова С.Э.¹, Жыргалбекова Э.Ж.¹¹Ошский государственный университет, г. Ош, Кыргызстан²Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек Кыргызстан³ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений
и исследований», г. Алматы, Казахстан

АНАЛИЗ ФИЗИКО - МАТЕМАТИЧЕСКИХ ОСНОВ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДВУМЕРНЫХ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ПО ГЕОТРАВЕРСАМ

Аннотация. В статье проанализированы математические основы профильной сейсмотомографии. Изложены физико-математические основы распространения рефрагированных волн. Лучевое трассирование велось с заданием граничных условий. Определено, что двумерные сейсмические разрезы, построенные с применением детальных наблюдений по системам встречных и нагоняющих годографов, по сравнению со значительно осреднёнными скоростными значениями V_p наиболее информативны. При анализе волновой картины землетрясений до расстояния 350-780 км отмечена весьма сложная картина волнового поля. Определена двумерная скоростная модель по данным ГСЗ и региональных сейсмических станций Института сейсмологии НАН КР, ТОО «Национального научного центра сейсмологических наблюдений и исследований» МЧС РК и КНР.

Ключевые слова: физико-математические основы, анализ волновой картины, измерение волн, время пробега, скорость волн, профильная томография.

ПРОФИЛДЕРДИН ЭКИ ӨЛЧӨМДҮҮ ЫЛДАМДЫКТАРЫН АНЫКТОО МЕТОДДОРУНУН ФИЗИКА-МАТЕМАТИКАЛЫК НЕГИЗИН ТАЛДОО

Кыскача мазмуну. Макалада профилдик сейсмикалык томографиянын математикалык негиздери талданат. Сынып кийинки талаада таралган толкундардын физикалык жана математикалык негиздери көрсөтүлгөн. Толкун таралуу жолундагы берилген чек ара шарттары көрсөтүлгөн. V_p ылдамдыктын олуттуу орточо маанилерине салыштырмалуу, Карама каршы, жана орточо кармап туруучу негизги годографтар системаларынын жардамы менен эки тараптан байкоолордун жардамы менен курулган эки өлчөмдүү сейсмикалык участкактор эң так экендиги аныкталган. 350-780 км аралыкка чейинки жер титирөөлөрдүн толкундундардын түзүлүшүн талдоодо толкун талаасынын өтө татаал экендиги белгиленген. Литосфердагы сейсмикалык толкундун ылдамдыгынын эки өлчөмдүү модели тундук Казахстан аймагында терен сейсмикалык изилдоо методу менен ал эми Тянь-Шань, Памир тарабы болсо Кыргызстандын сейсмология институтунун, Казакстандын сейсмологиялык байкоолор жана изилдөөлөр улуттук илимий борборунун, жана Кытай Эл Республикасынын аймактык сейсмикалык станцияларынын маалыматтарынын негизинде аныкталган.

Негизги сөздөр: физикалык-математикалык негиздери, толкундун түрүн аныктоо, толкундун келген убакытын өлчөө, толкундун ылдамдыгы, профилдик томография.

ANALYSIS OF PHYSICAL AND MATHEMATICAL PRINCIPLES OF METHODS FOR DETERMINATION OF TWO-DIMENSIONAL VELOCITY MODELS BY GEOTRAVERS

Abstract. The paper analyzes the mathematical principles of profile seismic tomography. The physical and mathematical principles of the propagation of refracted waves are presented. Ray tracing was carried out with setting boundary conditions. It has been determined that two-dimensional seismic profiles created using detailed observations of systems of oncoming and catch-up time-travel curves in comparison with significantly averaged velocity V_p values are the most informative. Under analysis of the wave pattern of earthquakes up to a distance of 350-780 km, a very complex pattern of the wave field was noted. A two-dimensional velocity model was determined based on data from the State Survey and regional seismic stations of the Institute of Seismology NAS KR, the National Scientific Center for Seismological Observations and Research of MES RK and China.

Keywords: physical and mathematical principles, wave pattern analysis, wave measurement, travel time, wave velocity, profile tomography.

В определении и уточнении контуров сейсмоопасных зон территории Кыргызского Тянь-Шаня важную роль играют надёжные количественные сведения о неоднородностях литосферы, точнее сведения о горизонтальных и вертикальных неоднородностях земной коры и верхней мантии, потому что именно они являются индикаторами движений или же «изменения особенностей» глубинных процессов. Особенно, если учесть что Тянь-Шанский ороген -это система сложнопостроенных горстков и гребенов. В рельефе всё это отражается в виде высокогорных хребтов и глубоких межгорных впадин. По данным известного узбекстанского геофизика Борис Борисовича Тальвирского [12], общая амплитуда движений, приведших к образованию этих структур, составляет до 10 -12 километров. Всем известно, что при изучении неоднородностей ведущее место занимают сейсмические методы. В развитии представлений о скоростной модели земной коры и верхней мантии, безусловно, большую роль играют точные экспериментальные сейсмические материалы по отдельным отработанным профилям. Например, при повторной интерпретации отдельных материалов по профилю Балхаш (Казахстан)- Бачу (Китай)-продолжение Исыкского профиля ГСЗ, рассчитанные математические модели показали, что рефрагированные волны дают богатую информацию о вертикальных градиентах (с отдельных градиентах скоростей в отдельных слоях) [11].

Прежде, чем проанализировать математические основы профильной сейсмотомографии, более досконально остановимся на волновом поле, которое при обработке землетрясений вдоль трансектов по региональной сети имеет большое значение. При обработке профильных наблюдений анализ волнового поля, выделение опорных, доминирующих волн является важным этапом. Для построения годографов представляют интерес участвующие в практике сейсмологической обработки местных землетрясений волны P, Pn, Pg, S, Sn и Lg в интервале эпицентральных расстояний 0- 400 км, а также закритические отражённые волны от границы Мохоровичича (M) (подошвы коры) $P_{otr.}$, $S_{otr.}$ в интервале эпицентральных расстояний 80-200 км, не используемые в рутинной сейсмологической обработке. Основной информацией являются вступления прямых P- и S- волн, взятые с бюллетений землетрясений в пределах эпицентральных расстояний 0-150 км.

Предпосылки, обеспечивающие решение задачи:

- 1). Высокая плотность очагов местных землетрясений.
- 2). Достаточно густая сеть региональных сейсмических станций.

Решения двумерной инверсии по данным рефрагированных волн. Двумерные сейсмические разрезы, построенные с применением детальных наблюдений по системам встречных и нагоняющих годографов, по сравнению со значительно осреднёнными скоростными значениями V_p наиболее информативны.

Линеаризованная постановка задачи отыскания распределения скорости по годографам рефрагированных волн предложена в работах [1] для сферической системы координат. Для двумерного случая предполагается, что распределение скорости может быть представлено суммой двух функций, одна из которых зависит только от глубины Z , вторая - от координат (X, Z) :

$$\frac{1}{V(x, z)} = \frac{1}{V(z)} + \alpha(x, z). \quad (1)$$

Если время пробега рефрагированной волны в среде со скоростью $V(X, Z)$ записать в виде

$$t(x, l) = T(l) + \alpha(x, l), \quad (2)$$

где $T(l)$ - время пробега волны в среде со скоростью $V(Z)$, и предположить, что величины α и $\text{grad}V$ малы, так что квадратами их величин можно пренебречь, то для времени справедливо выражение:

$$\tau(x, l) = \int_s \xi(x, z) ds. \quad (3)$$

Интегрирование ведётся вдоль траектории сейсмического луча, распространяющегося в среде с одномерным распределением скорости. Годографы задаются на дуге большого круга Земли и используется сферическая система координат. Решение даётся для поля времен $t(x, l)$. Важной особенностью принятого способа решения этой задачи является возможность одновременного использования всей системы встречных и нагоняющих годографов при получении двумерного поля значений истинной скорости в плоскости разреза. Для этого наблюденные годографы преобразуются в двумерное поле времён в функции координат $(x/2, T)$. При трансформации наблюденных годографов рефрагированных волн в поле значений истинных скоростей в плоскости разреза, необходимо учитывать следующие факты, например, алгоритм и программа рассчитаны на среды, не содержащие скачкообразного изменения скорости (граница первого рода), что связано с неизбежным искажением наблюденных годографов в области выхода в первые вступления преломлённых волн (фактически происходит не учёт части петли рефрагированной волны, связанный с наличием в среде границы I и II рода и прослеживаемой во вторых вступлениях). Это всегда приводит к сглаживанию значений скорости вблизи сейсмических границ, что необходимо помнить при подготовке исходной структурно-скоростной модели к её корректировке через итеративное решение прямой задачи.

Для построения разрезов земной коры наблюдаемое волновое поле представляется в виде непрерывного годографа рефрагированных волн с петлями, сопровождающими области смен волн в первых вступлениях. Петли представлены элементами обычно выделяемые при ГСЗ волн: ветвями сменяемой и сменяющейся в первых вступлениях волн, а также элементом, кинематически совпадающим с закритически отражённой волной на всём интервале её прослеживания от «начальной точки» до асимптотического сближения с «прямой» волной.

Зададим годограф в двух видах и приведём основные формулы:

Первый вариант. Допустим, что годограф является непрерывной функцией $t(x)$, тогда для каждой точки годографа можно вычислить:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V} = \alpha(x)$$

Одновременно считается известная обратная функция $X(\alpha)$. Тогда глубина проникания луча вычисляется по формуле Вихерта-Чибисова:

$$Z = \frac{V}{\pi} \int_{\frac{1}{V}}^{\frac{1}{V}} \frac{X(\alpha) d\alpha}{\sqrt{(\alpha \cdot V)^2 - 1}}$$

Если считать годограф рефрагированной волны параболой второй степени, тогда:

$$t = dx - bx^2 \quad (4)$$

Интервал ΔX осреднённой параболы в точке с абсциссой X из условия, чтобы «стрела перегиба» параболы не превосходила среднеквадратичную ошибку измерения времени t , тогда:

$$\delta t = \frac{\Delta x^2}{4} b,$$

где b - коэффициент. Его можно определить из уравнения (4) путём дифференцирования:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V} = a - 2bx,$$

где V - скорость в точке с абсциссой X . Найдем b :

$$b = \frac{1}{x} \left(\frac{t}{x} - \frac{1}{V} \right).$$

Таким образом, расстояния между точками будет имеет вид:

$$\Delta x_{\max} = 2x \sqrt{\frac{V\delta t}{\delta t - x}}.$$

Ошибка в определении скорости ΔV связана с Δx , δt и плотностью наблюдений μ .

$$\Delta V = \frac{2V^2}{\Delta x_{\min}} \sqrt{\frac{3(\mu \cdot \Delta x_{\min} - 1)}{\mu \cdot \Delta x_{\min} (\mu \cdot \Delta x_{\min} + 1)}} \delta t,$$

где μ - количество наблюдений на единице длины годографа.

При очень большой плотности наблюдений можно приближённо написать:

$$\Delta x_{\min} \cong \frac{2V}{\Delta V} \sqrt{\frac{3V^2(\delta t)^2 \cdot \Delta V}{2\mu \cdot V}} \quad (5)$$

При интерпретации полей времени $t(x, l)$ отсчётные точки автоматически задаются сечением поля Δl , при выборе которого по возможности должны быть учтены условия (4) и (5).

Второй вариант. Годографы задаются на дуге большого круга Земли и используется сферическая система координат. Решение ищется для поля времен $t(x, l)$ рефрагированных волн.

Поле времен $t(x, l)$ фактически представляет собой способ изображения наблюдаемых времён на плоскости (x, t) . Параметром поля является расстояние (база зондирования) точки регистрации от источника. Время относится к центру соответствующей базы. Соединяя на плоскости (x, t) времена t_k , отвечающие фиксированным значениям баз l_k , непрерывными линиями, получим семейство изолиний $l = \text{const}$, которые образуют поле времен $t(x, l)$.

Поле времён характеризуется вертикальными

$$\lambda = \left(\frac{dT}{dl} \right)_{x=\text{const}}$$

и горизонтальными

$$\xi = \left(\frac{dt}{dx} \right)_{l=\text{const}}$$

градиентами. Для модели изменения скорости только с глубиной $V(Z)$, обратный вертикальный градиент поля времён рефрагированной волны равен скорости на максимальной глубине проникновения соответствующего луча.

Допустим $T(l)$ - нормальный годограф, $V(Z)$ – нормальный разрез. За нормальный годограф примем осреднённую на всём рассматриваемом профиле функцию $t(l)_{x=const}$ (вертикальное сечение поля времён, аналог годографа ОГТ). Аппроксимируем годограф $T(l)$ отрезками прямых линий. В данном случае для $T(l_k)$ мы имеем:

$$T(l_k) = \frac{2h_1}{V_1} \cos i_{ik} + \frac{2h_2}{V_2} \cos i_{ik} + \dots + \frac{2h_{k-1}}{V_{k-1}} \cos i_{k-1} + \frac{l_k}{V_k} . \quad (6)$$

Найдём функцию $V(Z)$ известным способом (4) в виде ступенчатой функции:

$$V(z) \begin{cases} V_1 & \text{при } 0 \leq z < h_1 \\ V_2 & \text{при } h_1 \leq z < h_1 + h_2 \\ \dots & \dots \\ V_{k-1} & \text{при } \sum_1^{k-1} h_k \leq z \leq \sum_1^k h_k \end{cases} . \quad (7)$$

Для получения функции $V(X, Z)$ необходимо решить уравнение (3), которое приближённо представим в виде:

$$\tau(x, l) = \sum_{k=1}^n \xi_k \cdot \Delta S_k \quad (8)$$

Здесь ξ_k - аномалия обратной скорости на интервале луча ΔS в k -м слое. Аномалия обратной скорости

$$\xi_k = \frac{1}{V(x, z)} - \frac{1}{V(z)}$$

принимается постоянной величиной в пределах каждого прямого отрезка луча, $\xi_k(x)$ относится к середине X соответствующего отрезка луча, индекс k обозначает слой, к которому относится аномалия.

Функция $\tau(x, l) = t(x, l) - T(x, l)$ описывает аномалии поля времён $t(x, l)$ относительно нормального поля времён $T(x, l)$, соответствующего нормальному разрезу $V(Z)$. Для удобства упростим обозначения, придадим τ индекс, соответствующий номеру изолиний поля времён:

$$\tau(x, l_1) = \tau_1(x), \tau(x, l) = \tau_2(x), \dots, \tau(x, l_k) = \tau_k(x) \quad (9)$$

Если обозначить через:

$$L_{k-1, k} = h_k \operatorname{tg} i_{k-1, k}$$

горизонтальную проекцию луча в слое $(k-1)$, преломившегося на кровле слоя k , уравнение (9) для произвольной k -той изолинии поля времён можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned} \tau_k(x) = & \frac{h_1}{\cos i_{1k}} \left[\xi_1 \left(x - \frac{l_k}{2} - \frac{1}{2} L_{1k} \right) + \xi_1 \left(x + \frac{l_k}{2} - \frac{1}{2} L_{1,k} \right) \right] + \\ & \frac{h_2}{\cos i_{2k}} \left[\xi_2 \left(x - \frac{l_k}{2} + \frac{1}{2} L_{2,k} + L_{1k} \right) + \xi_2 \left(x + \frac{l_k}{2} - \frac{1}{2} L_{2,k} - L_{1,k} \right) \right] + \dots + \\ & \frac{h_{k-1}}{\cos i_{k-1,k}} \left[\xi_{k-1} \left(x - \frac{l_k}{2} + \frac{1}{2} L_{k-1} \right) + \sum_{i=1}^{k-2} L_{ik} + \xi_{k-1} \left(x + \frac{l_k}{2} - \frac{1}{2} L_{k-1} \right) - \sum_{i=1}^{k-1} L_{ik} \right] + \xi_k(x) \cdot (l_k - 2) \sum_{i=1}^{k-1} L_{ik} \end{aligned} \quad (10)$$

Зная нормальный разрез и аномальное поле времен $\tau(x, l)$, по уравнению (10) последовательно от $\xi_1(x)$ до $\xi_k(x)$ найдём значения $\xi_k(x)$ для k - слойного разреза. По изолинии $\tau_1(x)$ устанавливается аномалия обратной скорости в первом верхнем слое:

$$\xi_1(x) = \frac{\tau_1(x)}{l_1} \quad (11)$$

По линии $\tau_2(x)$, зная аномалии $\xi_1(x)$ для первого слоя, определяются значения $\xi_2(x)$ для второго слоя:

$$\xi_2(x) = \frac{\left\{ \tau_2(x) - \frac{h}{\cos i_{1,2}} \left[\xi_1 \left(x - \frac{l_k}{2} + \frac{1}{2} L_{1,2} \right) + \xi_1 \left(x + \frac{l_2}{2} - \frac{1}{2} L_{1,k} \right) \right] \right\}}{(l_2 - 2L_{1,2})}.$$

По линии $\tau_k(x)$, зная функции ξ_{k-1} для k-1 слоёв, имеем

$$\begin{aligned} \xi_2(x) = & \left\{ \tau_k(x) - \frac{h_1}{\cos i_{ik}} \left[\xi_1 \left(x - \frac{l_k}{2} + \frac{1}{2} L_{1,2} \right) + \xi_1 \left(x + \frac{l_k}{2} - \frac{1}{2} L_{1,k} \right) \right] - \right. \\ & \left. \frac{h_2}{\cos i_{2k}} \left[\xi_2 \left(x - \frac{l_k}{2} + \frac{1}{2} L_{2k} + L_{1k} \right) + \xi_2(x) + \frac{1}{2} L_{k-1,k} + \sum_{i=1}^{k-2} L_{ik} + \xi_{k-1} \left(x + \frac{l_k}{2} - \frac{1}{2} L_{k-1,k} - \sum_{i=1}^{k-1} L_{ik} \right) \right] \right\} \div \\ & \left(l_k - 2 \sum_{i=1}^{k-1} L_{k-1,k} \right) \end{aligned}$$

Зная нормальный разрез $V(z)$ и функции обратной скорости $\xi_k(x)$, распределение скорости в каждом слое k определяется как:

$$V(x, z_k) = \left(\frac{1}{V} + \xi_k(x) \right)^{-1} \quad (12)$$

Во-первых, главное условие при линеаризованной постановке $\xi < 1/V(z)$. Для консолидированной части земной коры, где преобладают скорости 6.0 – 6.5 км/сек, соотношения между ξ и $\frac{1}{V(z)}$ принимают примерно следующие значения: для разницы

$\Delta V = 0.1$ км/сек между значениями истинной $V(x, z)$ и нормальной $V(z)$ скоростей ξ примерно в 60-70 раз меньше $1/V(z)$; для 0.2 км/сек ξ - в 30 раз меньше $1/V(z)$, для $\Delta V = 0.3$ км/сек - в 20 раз. Таким образом, нормальный годограф $T(x, l)$ или нормальное поле времен $T(x, l)$ надо выбирать по полю времен таким образом, чтобы отклонения $\tau(x, l)$ были минимальными.

Для получения возможно более полной информации по нижней части коры, при решении обратной задачи, необходимо использовать продолжение, во-вторых, вступлениях «прямой» волны после выхода в первые вступления волны, преломлённой

на границе Мохоровичича (М). При решении задачи отыскиваются глубины точек H_k , которым соответствуют истинные значения скорости $V(h)$, численно равные кажущейся скорости V на участке годографа, отстоящего от пункта взрыва на расстоянии X_k . Абсциссы точек со значениями $V_{ист}$ находятся путём деления X пополам. Помимо первых вступлений учитывались петли на годографах, связанные с границами раздела. Как мы видим, при обработке профильных наблюдений анализ волнового поля, выделение опорных, доминирующих волн является важным этапом.

В данной работе внимание будет уделено способам обработки рефрагированных волн и закритических отражений. Интерпретация систем годографов рефрагированных волн, расчёты сделаны по программе Мишенькиной З.Р. по модифицированному алгоритму [6]. Предпочтение этому способу решения задачи отдано в связи с тем, что он допускает возможность выделения в разрезе инверсионных включений в отличие от других программ. Здесь мы остановимся на основных моментах методики.

Скоростные разрезы, полученные описанным способом, рассматриваются как схематическая модель, требующая уточнения. Это связано с выбранным решением одномерной обратной задачи, исключающим возможность выделения слоёв разреза с отрицательным вертикальным градиентом скорости. Все указанные выше свойства лучей и годографов рефрагированных волн в случае линейного изменения скорости с глубиной делают эту скоростную модель удобной для расчётов и общей интерпретации волновых полей ГСЗ. Большое значение имеют и модели с уменьшающимся вертикальным градиентом скорости. Для такой монотонно возрастающей функции $V(z)$ годограф рефрагированной волны однозначен и непрерывен относительно координаты x . Такие модели мы будем называть нормальными.

Исследования известных сейсмологов с многолетним опытом работы в области сейсмологии и сейсморазведки, докторов наук из Центральной Азии, в частности, в серии опубликованных работах докторов геолого – минералогических наук Ф.Х. Зуннунова в 1976 году [4], 1985 году [5], Б.Б. Тальвирского в 1982 году [12], доктора технических наук В.И. Шацилова в 1994, 1995, 1996 годы [13,14,15], доктора физико-математических наук А.М. Сайипбековой в 1994, 1995, 1996, 1998, 2003 годы [13,14,15, 10,11] и в разных периодах на материалах ГСЗ и региональной сети в Средней Азии показали основную роль рефрагированных волн в формировании поля упругих колебаний при больших взрывах.

В наших последних работах при решении прямой задачи был применён лучевой метод определения годографов, а что касается выбора модели, использовалась градиентная модель среды, разработанная в работах профессоров ОшГУ и ОшТУ [10]. Наш многолетний опыт показывает, модели не имеют принципиальной разницы в условиях получения решения, так как слоистую среду можно аппроксимировать непрерывной и, наоборот, градиентную модель представить как предельный случай тонкослоистой. Многие сейсмологи из Москвы на материалах ГСЗ Средней Азии показали основную роль рефрагированных волн в формировании поля упругих колебаний при взрывах [7, 8, 9].

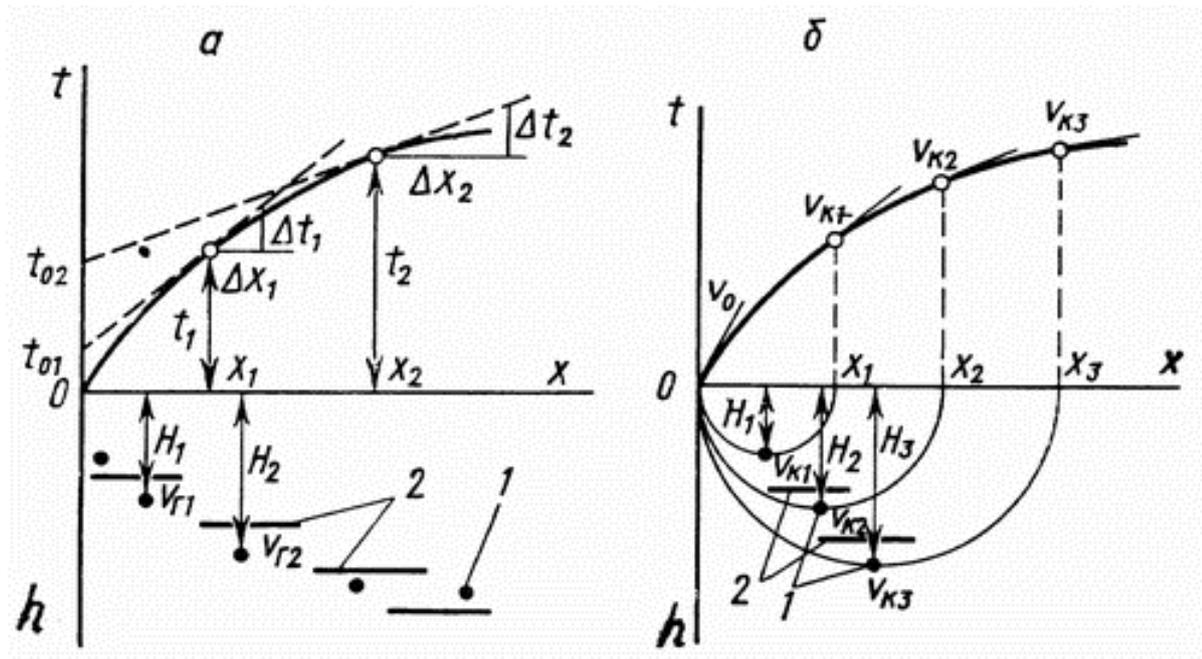


Рисунок 1. Схема показывает распространение и определение годографа рефрагированных волн. 1- точки разреза, для которых определена скорость, 2 - значение скорости, по которым показаны изолинии скорости. В итоге мы имеем (а) годографы рефрагированных волн и (б) скоростные разрезы (скоростные разрезы построены путём сложения частей годографов).

После формирования исходной скоростной модели коры и верхней мантии проводится итеративное решение прямой двумерной задачи. При решении прямой задачи входными данными являются скелет полного скоростного разреза, построенного в рамках модели с произвольно заданным распределением значений скорости, и система встречных и нагоняющих годографов.

В методическом отношении успешное решение прямой задачи обеспечено возможностью выполнения следующих условий:

- 1) произвольное перераспределение значений скорости в плоскости разреза;
- 2) изменение положения сейсмических границ и линии равных скоростей по наклону и глубине;
- 3) варьирование мощности переходного слоя (сейсмической границы II рода);
- 4) визуальная оценка траектории распространения луча.

При построении двумерной скоростной модели земной коры и верхней мантии сначала необходимо определить наиболее устойчивую осреднённую модель коры выделить главные слои и крупные блоки, вычислить их скоростные параметры и только по ним обосновывать серьёзные геологические выводы.

Двумерная модель среды в виде функции $V(x, z)$ должна удовлетворять следующим требованиям:

- а) Распределение скоростей на плоскости Z, X должно соответствовать количественно кинематическим и качественно динамическим характеристикам основных компонентов наблюдаемого поля.

б) Решение прямой задачи для предполагаемого скоростного разреза должно давать сходимость в допустимых пределах со всей системой наблюденных годографов основных волн, а не только с одним каким-либо осредненным годографом, как это обычно делается при проверке одномерной модели. Всем известно, что реальная геологическая среда сложнее любой модели.

Двумерная скоростная модель литосферы по геотраверсу Манас – Суфикурган

Из всех проведенных специальных сейсмологических работ за инструментальный период наиболее важным являются результаты Международного профиля Тянь-Шань-Гималаи. Северный конец Международного профиля Токтогул – Сринагар пересекает Фергано-Кокшаальскую герцинскую складчатую область в пределах Кыргызстана. Этот профиль ГСЗ представляет особый интерес для теоретико-методических разработок в области оценки сейсмической опасности, так как является единственным пересечением такого рода центральной части зоны действия горизонтальных сил Индийской плиты на Евроазиатскую зону сочленения Памира и Тянь-Шаня, по-видимому, являющихся основной причиной высокой сейсмичности в Центральной Азии.

Профиль известен под разными названиями (Тянь-Шань-Памир-Гималаи, Токтогул - Сринагар, Токтогул – Нанга - Парбат) [3, 4, 5]. Он отработан в рамках работ Международного геодинамического проекта Памир-Гималаи. В этом проекте были задействованы многие геофизические организации мира. Кусочно-непрерывным продольным профилированием с использованием одиночных взрывов был отработан профиль Сринагар (Индия) на юге – Зоркуль – Каракуль – Ош – Токтогул (Кыргызская Республика) на севере и были пересечены высокие горы Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Памира и Южного Тянь-Шаня [6].

Территориально расклад исполнителей был таков: на юге работали специалисты Индии, на территории Пакистана – специалисты Триестского университета (Италия) во главе Dr. Антонио Марусси, в Афганистане был пропуск, а в Таджикистане, Кыргызстане, Узбекистане – работали в основном специалисты Узбекистана под руководством профессора, доктором геолого-минералогических наук Ф. Х. Зуннуновым [3, 4, 5].

Дополнительные исследования ГСЗ на участке Мургаб - оз. Зоркуль в 1978 г. проводили: Институт геологии и геофизики АН УзССР, Институт геологических наук АН КазССР, Южно-Таджикская геофизическая экспедиция Управления геологии Тадж ССР.

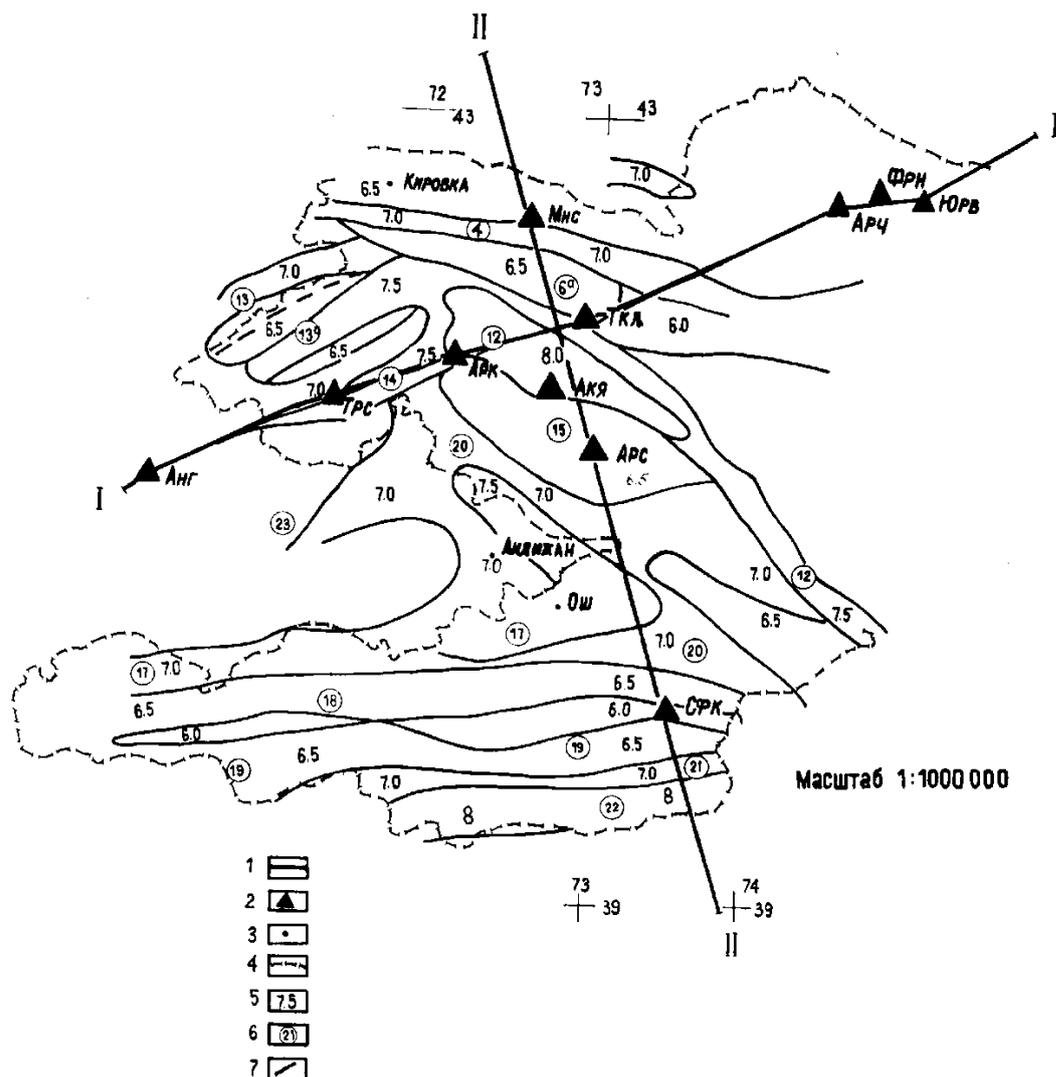


Рисунок 2. Расположение двух профилей I - Венцоань-Терексай (западная часть), II - Манас–Сопукоргон (по направлению международного профиля Тянь-Шань-Памир - Гималаи). 1 - профили, 2-сейсмостанции, 3 – некоторые населенные пункты, 4-граница стран, 5 – значение V_p , 6 – номера отдельных сейсмогенерирующих зон, с севера на восток в частности, (4) – Южно-Таласская, (12)-Таласо-Ферганская, (13)–Сандалашская, (14)-Атойнокская, (15) Карасуйско – Арсланбобская, (16) –Кугарто- Талдыкская, (17) –Южно – Ферганская, (18)- Хайдарканская, (19) – Туркестано –Алайская, (20) – Гиссаро- Кокшаалская, 7 - граница сейсмогенных зон.

Зачастую недостаточная детальность в отдельных районах исследуемой территории при построении трёхмерной скоростной модели земной коры и верхней мантии исключает возможность использования её результатов в комплексе с ГСЗ на сопоставимом уровне. Поэтому разработан геотраверс, в отдельных участках стыкующихся с профилями ГСЗ, и двух связующих вдоль простирания основных структур орогена, а методика профильной сейсмической томографии изложена в работах [9, 10, 11].

В обработку включены записи объёмных волн местных землетрясений с $K_R > 8.1$, попадающие в полосу 10 км от осевой линии за период наблюдения 1970 - 1994 гг. Материал за 25-летний период позволил отобрать записи только с чёткими вступлениями фаз. Используя встречные и нагоняющие годографы рефрагированных волн по

региональной сети, совместно с опубликованными годографами ГСЗ рассчитан скоростной разрез по профилю.

В работе использованы записи сейсмических станций Института сейсмологии НАН КР Манас - Аркит - Токтогул - Аккия - Арсланбоб – Суфи-Курган (рисунок 1), положение профиля – II. Профиль пересекает Таласскую антиклиналь, Баубашитинский горный массив, Караунгурскую и Кугартскую синклинали, Узгенскую мульду, Алдиярский массив и северовосточные отроги Алайского хребта.

При построении скоростного разреза вдоль профиля на участке Токтогул - Узген-Ош дополнительно использованы аналоговые записи промышленных взрывов отряда Токтогул. Кроме того, при целевом наборе материалов для системы годографов наряду с данными стандартной обработки, нам пришлось работать непосредственно с сейсмограммами. Последнее относится и к случаю работы в области смены волн в первых вступлениях P- и P_n и S- на S_n- (эпицентральные расстояния 180-200 км в зависимости от глубины залегания поверхности M), где идентификация классов волн по индивидуальным записям затруднительна по объективным причинам даже для опытных сейсмологов и материалы обработки необходимо критически анализировать с учётом конкретных геологических условий вдоль профиля.

Преломлённые от верхов мантии P_n-волны обладают длинными периодами, за ними следуют более интенсивные и чёткие волны с меньшими периодами, называемые P и распространяющиеся в коре. Скорости их для сглаженных годографов выдерживаются при значительных перекрытиях в довольно узких пределах 7.8-8.2 км/с; нагоняющие годографы приблизительно параллельны.

Группы первых волн P_g в первых вступлениях очень сильно зависят от мощности консолидированной коры и может 10 до 250-300 км в горных районах. Граничные скорости обычно колеблются в пределах 5.5 - 6.5 км/сек. С выходом в первые вступления волн от границы M наблюдается резкий излом годографа со сменой кажущихся скоростей с 6.5 на 7.8 - 8.2 км/сек. В сейсмологии годографы на близких расстояниях от сейсмических источников к коре обычно выглядят как две пересекающиеся прямые. Одна из них, для меньших расстояний, отвечает скорости 6 км/сек, а другая, для больших расстояний - скорости 8 км/с. Первую относят к прямым волнам P, распространяющимся в коре и обозначают P и P_g, что символизирует гранитный слой.

При анализе волновой картины при зондировании литосферы Тянь-Шаня с применением записей землетрясений наблюдается весьма сложная структура волнового поля. Ранее нами отмечалось [11], при энергетическом классе 8 и 10 для глубины очага 5 -10 чёткие записи продольных и поперечных волн наблюдаются до расстояний 250 км. Это на региональном уровне, по региональной сейсмологической сети нормально, чем выше класс тем больше глубина зондирования (глубина проникновения литосферу), это очевидно.

Фактически при сопоставлении записей взрывов и землетрясений при одинаковых эпицентральных расстояниях, энергия коровых землетрясений 8 класса эквивалентна энергии взрыва в озере 5 тонн тротила при глубине погружения 50 - 65 м. А также мы проанализировали аналоговые записи отдельных взрывов и землетрясений вдоль профиля, определили видимые частоты, количество фаз, интенсивность и кажущиеся скорости сопоставимы с параметрами продольных волн, зарегистрированных от специальных взрывов. Следует отметить, что поперечные волны на Z составляющей приборов до расстояний 80 км сильно забивают область регистрации отраженных волн.

Нам удалось построить двумерную скоростную модель путём комбинирования сейсморазведочных и региональных сейсмологических данных. На рисунке 2 показана только часть профиля II (где использованы данные 7 региональных сейсмостанций

Института сейсмологии НАН КР). В Кыргызстане профиль известен названием -Тянь-Шань-Памир-Гималаи [3, 4, 5]. Выше было отмечено, что профиль отработан в рамках Международного исследовательского геодинамического проекта Памир-Гималаи, поэтому здесь мы будем только «соисполнителями» по нашей территории.

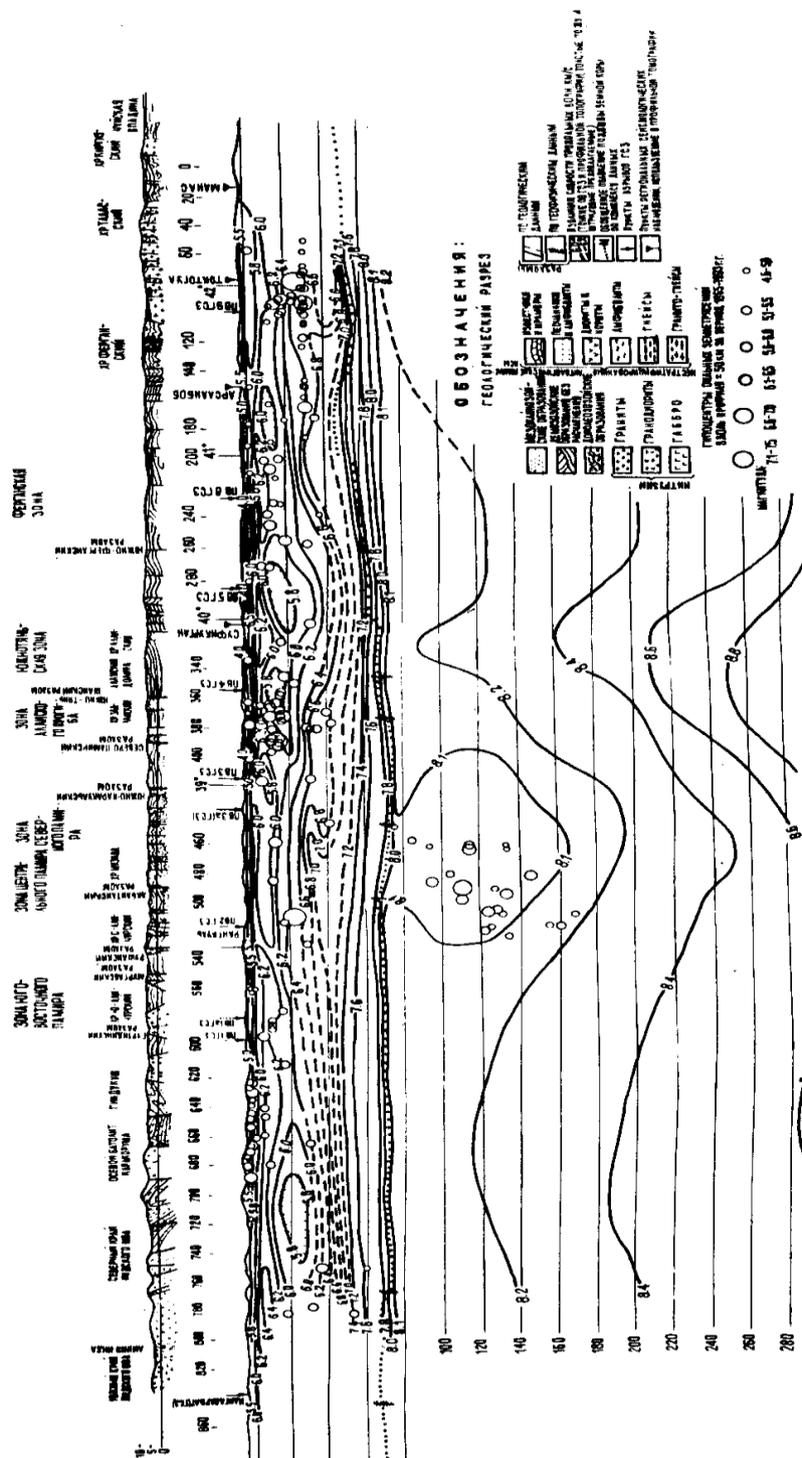


Рисунок 3. Геологические и скоростные разрезы по профилю Манас–Сопукоргон:

- 1-3 **Обобщенные стратифицированные комплексы;**
- 1- мезокайнозойский платформенный и орогенный чехол,
- 2- терригенно-вулканогенные образования палеозоя,
- 3- допалеозойские образования.
- 4-5 **Интрузивные комплексы; 4- кислые; 5- основные.**

- 6- Тектонические нарушения.
- 7- Изолинии скорости в км /с, истинные скорости.
- 8- Изолинии V_p/V_s (в числителе) и значения коэффициента Пуассона (в знаменателе).
- 9- Обобщенное положение подошвы коры.
- 10- Графики в точках пересечения с профилями ГСЗ: пунктирно-профильная томографии.

Наличие в архивах двух сейсмологических Институтов Кыргызской и Казахской Республик бюллетеней землетрясений и сейсмограммного материала за 35 летний период наблюдений, позволили построить двумерные скоростные модели по отдельным геотраверсам, которые будут изложены после тщательной проверки с точки зрения статистики совместно с ведущими геологами Института сейсмологии НАН КР в следующих номерах журнала «Вестник Института сейсмологии НАН КР».

В целом, при зондировании литосферы Тянь-Шаня с применением записей землетрясений наблюдается весьма сложная структура волнового поля.

Получена высокая степень соответствия экспериментальных и расчётных годографов для верхней и нижней части коры. Из всех пяти профилей материал данного профиля по количеству и по качеству превосходит, одним словом, по части обеспеченности кондиционным материалам, особый. Подчеркнута четкая смена с образованием петли за счет резкой границы фундамент - осадки. Получены петли, подтверждающие смену волн на внутри коровых границах.

В итоге построена двумерная скоростная модель земной коры и верхней мантии по направлению Международного профиля ГСЗ Тянь-Шань -Памир-Гималаи. Разрез представлен в масштабе 1:500 000 (рисунок 3). Здесь мы представили чёрно -белый вариант, со временем намерены изменить масштаб разреза, для отдельных геологических структур будем еще уточнять с помощью наблюденного поля цифрой региональной сейсмологической сети Казахстана, Кыргызстана и Таджикистана.

На данный период мы можем отметить, что характерной особенностью разреза является мозаичная форма изолиний скорости в верхней части земной коры, с их сгущением в районе Южно-Ферганского разлома. Обычно зоны аномального сгущения изолиний соответствуют сейсмическим границам, ответственным за наличие петель на годографах (например, район Токтогула). В районе Северного Памира в интервале глубин 80-160 км выявлена низкоскоростная зона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Нерсесов И. Л., Романов В.Г. Результаты изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памиро – Байкал // Математические проблемы геофизики. Новосибирск: Наука, 1971.- вып. 2, С.143–165.
2. Бессонова Э.Р., Джонсон Л.П., Ситникова Г.А., Фишман В.М. Решение обратной задачи сейсмологии методом τ_u (p). // Вычислительная сейсмология. Москва: Наука, 1974. вып.7. С.82-99.
3. Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шаня -Памир- Каракорум- Гималаи. Советская геология, 1979, № 1, с. 11- 28.
4. Зуннунов Ф.Х. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана -// Геофизический сборник АН УкрССР, вып. 72, Киев:Наукова Думка, 1976, С 65-72.
5. Зуннунов Ф.Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. Ташкент: Фан, 1985.-108 С.
6. Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линеаризованной

- постановки обратной кинематической задачи для двумерных полей времени $t(x, l)$ рефрагированных волн // Численные методы в сейсмических исследованиях, Новосибирск: Наука, 1983. С.140-152.
7. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. Москва: Недра, 1986. - 342 С.
 8. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1973. – 19 С.
 9. Павленкова Н.И. Метод глубинного сейсмического зондирования основные этапы развития достижения и проблемы. // Физика Земли. 1999. Июль-Август. №7-8. С.3-29.
 10. Сайипбекова А.М., Сатыбаев А. Дж. Методы решения обратной кинематической задачи сейсмологии. //Сбор. науч. трудов Кыргызско-Узбекского университета, Ош: 1998. С.45-49.
 11. Сайипбекова А.М., Абдрахматов К.Е., Степаненко Н.П., Сайипбекова С.Э. Скоростная модель литосферы Тянь-Шаня по данным геотраверса Бачу - Балхаш. Известия НАН КР, 2023. №8, С.138-144.
 12. Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982. –271 С.
 13. Шацлов В.И., Сайипбекова А.М. Профильная томография литосферы Тянь-Шаня по материалам региональной сейсмологии. Докл. НАН Республики Казахстан, 1994. №6, С. 47-52.
 14. Шацлов В.И., Сайипбекова А.М., Грибанов Ю.Е. Изучение глубинного строения Тянь-Шаня по материалам региональной сейсмологии. // Journal Inland Earthquake. Urumqi: 1995. Vol.9, №4, С.374-381.
 15. Шацлов В.И., Сайипбекова А.М., Кушчубекова А.А., Искандерова А.М. и др. Комплексная обработка данных региональной сейсмологии и ГСЗ с целью получения детальных скоростных разрезов. // «Проблемы механики и прикладной математики»: Матер. межд. научно- методической конференции посвященной памяти профессора Ф.И. Франкля. – Бишкек: 1996. Том 1, Механика. С.123-125.

Рецензент: д. ф.-м.н., Токтосопиев А.М.