

# Сейсмоакустические поля в верхних слоях грунта

О.В.Кудрявцев

## 1. Особенности измерения сейсмоакустических полей в верхних слоях грунта.

Сейсмоакустические колебания, распространяющиеся в слоях грунта, несут обширную информацию о характере и способе возбуждения колебаний и передачи их в грунт, а также о физических и акустических параметрах грунта. В отличие от низкочастотных (инфразвуковых) сейсмических процессов, возникающих при взрывах или землетрясениях, колебания грунта, обусловленные движением транспорта, содержат более высокие частоты, в том числе звуковые, и поэтому называются сейсмоакустическими. Такие колебания могут распространяться как в воздушной среде, так и по грунту. В первом случае их регистрация осуществляется акустическими датчиками, в частности, микрофонами, располагаемыми в воздушной среде, во втором регистрация ведется с помощью специально созданной аппаратуры, основным звеном которой является геофон, преобразующий сейсмические колебания грунта в электрические колебания и устанавливаемый либо на открытую поверхность, либо непосредственно внутри грунта (в скважину, пробуренную на некоторую глубину). По существу геофон - это виброметр звукового диапазона. Виброметр служит для определения и регистрации кинематических параметров колебательного движения: смещение, скорость и ускорение исследуемой точки. В зависимости от этого параметра различают виброметры смещения (депласметр), виброметр скорости (велосиметр) и виброметр ускорения (акселерометр).

Знание одного из кинематических параметров дает вполне достаточную информацию об исследуемой вибрации и позволяет определить остальные ее параметры как путем вычислений, так и автоматически, например, при помощи соответствующей коррекции в электрической цепи виброметрического тракта (дифференцирующие или интегрирующие цепи). Однако расчет и автоматическое преобразование одного кинематического параметра в другой связаны с возможностью внесения некоторых погрешностей, иногда весьма существенных.

Если частоты исследуемого процесса достаточно высоки, то даже при относительно небольших значениях колебательного смещения амплитуды скорости, а

тем более и ускорения, могут достигать больших величин. Так, например, смещение с амплитудой 1 мкм при частоте 1000 Гц соответствует колебательной скорости с амплитудой около 0,6 см/с, а амплитуда ускорения достигает величины  $40 \text{ м/с}^2$ , т.е. в 4 раза превосходит ускорение силы тяжести. Измерить микронное смещение гораздо сложнее, чем определить непосредственно колебательную скорость, а для измерения колебательного ускорения достаточно иметь весьма грубый и малочувствительный прибор.

Противоположные соотношения имеют место при низких частотах. Так, смещение порядка 1 см, легко измеряемое даже простой линейкой, при частоте 0,01 Гц соответствует амплитудам колебательной скорости около 0,06 см/с и колебательного ускорения  $4 \cdot 10^{-3} \text{ см/с}^2$ , непосредственное измерение которых представляет значительные трудности.

Эти примеры показывают, насколько важны для измерения и регистрации вибраций в каждом конкретном случае соответствующие виброметры, характеристики которых позволяют получать наиболее точные и надежные сведения. В сейсмологии при исследовании вибраций не очень высоких звуковых частот (сотни герц) обычно применяются виброметры скорости. Виброметры смещения используются при исследовании низкочастотных и инфразвуковых колебаний.

Современное развитие радиоэлектроники и вычислительной техники позволяет производить с электрическими сигналами вибропреобразователей множество операций, неосуществимых в виброметрах с непосредственной регистрацией процесса. Однако первоосновой прибора остается его механическая (или оптическая, оптикомеханическая) система и именно ее свойства определяют характеристики виброметра.

Практически во всех современных конструкциях виброметров и геофонов вибрационное воздействие вызывает некоторую деформацию механической системы, с большими или меньшими искажениями отражающую характер внешней возбуждающей вибрации. Именно эта деформация и воздействует на электромеханический преобразователь. В зависимости от конструкции виброметра конкретный тип деформации может быть различным. В наиболее простом случае это - взаимное смещение двух конструктивных элементов, например, движение корпуса виброметра относительно инерционного элемента (подвешенная на пружинах масса). При достаточно высокой частоте возбуждающей вибрации элемент большой массы в силу присущей ему инерционности остается практически неподвижным, корпус же в предположении, что его связь с возбуждающей поверхностью абсолютно жесткая, перемещается относительно инерционного элемента. Именно это относительное перемещение и является деформацией,

преобразуемой в электрический сигнал.

Однако в такой системе при низких частотах инерционный элемент частично увлекается в колебательное движение вместе с корпусом. Имеется область собственной частоты виброметра (переходная от низкочастотной области к высокочастотной), вблизи которой измерения колебаний осуществляются с наибольшими искажениями.

Представление о жесткой связи корпуса с возбуждающей поверхностью закономерно только для достаточно малых амплитуд колебаний этой поверхности; известно, что при интенсивных колебаниях, когда амплитуда ускорения возбуждающей поверхности становится сравнимой с величиной гравитационного ускорения, любой свободно висящий предмет начинает отрываться от возбуждающей поверхности (или проскальзывать относительно частиц среды, если последняя слабо консолидирована, сыпучая, рыхлая и т.п.). Разумеется, в таких условиях виброметр уже не может обеспечить неискаженную регистрацию колебаний возбуждающей поверхности [1].

Особенно трудно избежать отрыва или проскальзывания виброметра на частотах вблизи собственного резонанса. Достаточно малейшего колебания возбуждающей поверхности на резонансной частоте, чтобы вызвать отрыв виброметра, какой бы конечной силой он не был прижат к поверхности. При этом ширина полосы неустойчивости в области собственной частоты тем больше, чем больше масса инерционного элемента по сравнению с массой корпуса.

Для снижения этого эффекта применяют различные демпфирующие устройства, вносящие значительное затухание в собственные колебания и повышающие устойчивость прибора.

Особого внимания заслуживает также вопрос обратного влияния виброметра на колебательный режим возбуждающей поверхности. Местная нагрузка, создаваемая виброметром, в какой-то мере изменяет этот режим и тем самым вносит погрешность в результаты измерений. Однако влияние виброметра на колебания возбуждающей поверхности связано не только свойствами самого виброметра, но в неменьшей степени - со свойствами и фактурой самой среды и ее поверхности [2,3].

Если возбуждающая поверхность может считаться достаточно жесткой, то искажения возникают, главным образом, за счет неидеальности контакта. При установке виброметра на поверхности безграничной среды с пониженной жесткостью может возникнуть резонанс массы виброметра на упругой реакции подстилающего пространства. Увеличение размеров опорной площадки, применение специальных тяжелых плит, приводит к уменьшению резонансной

частоты системы виброметр поверхность и сглаживанию пика резонансной кривой.

При измерениях в среде с малой плотностью удалить системный резонанс за пределы рабочего диапазона не всегда удается: он может оказаться внутри рабочего диапазона. Для снижения этого эффекта стараются облегчить виброметр таким образом, чтобы его средняя плотность приближалась к плотности среды: в этом случае корпус прибора соколеблется вместе со средой и его колебательная скорость совпадает с колебательной скоростью среды.

Если поверхность рыхлая, плохо консолидированная (песок, мелкий гравий, торф), то для осуществления лучшей связи виброметра с грунтом используются стержни (обычно металлические) с тяжелой плитой наверху. Стержни вбиваются в почву на достаточную глубину до контакта с более плотным консолидированным слоем грунта. Иногда снимается верхний, мягкий слой почвы и виброметр устанавливается на плотный грунт; применяется также закапывание виброметра в землю с последующей ее утрамбовкой.

Представляется целесообразным использование гидрофонов для регистрации сейсмических колебаний грунта. Гидрофоны помещаются в заполненные водой скважины (лунки, шурфы), пробуренные в грунте. Чтобы жидкость не просачивалась в грунт, скважину обсаживают легким эластичным материалом типа тонкой резины или полиэтилена. Наилучший акустический контакт гидрофона с грунтом будет в случае, если необсаженная скважина заполнена естественной грунтовой (подземной) водой. Применение гидрофонов оправдано при регистрации сейсмоакустических полей без разделения колебаний на составляющие (вертикальные или радиальные), хотя использование нескольких разнесенных по координатам гидрофонов позволит определить также и составляющие векторных параметров конечно-разностным методом. Возможно применение векторных или комбинированных приемников, также размещаемых в скважинах или зарытых в грунт на некоторую глубину [4]

Основным преимуществом гидрофонного метода регистрации сейсмоакустических полей является его широкополосность, определяемая лишь частотными характеристиками сквозного тракта, включая сам гидрофон. Отсутствие резонансов подвески и установочных резонансов, за исключением собственных резонансов скважины, делает этот метод весьма перспективным при исследованиях сейсмоакустических полей в верхних слоях грунта.

## 2. Акустические параметры верхних слоев грунта.

В литературе накоплен обширный материал по свойствам грунтов и горных пород. Однако эти данные относятся в основном к глубинным слоям Земли, поскольку они интересовали в первую очередь геологов и геофизиков для целей преимущественно разведки полезных ископаемых, а также сейсмологов для задач, связанных с землетрясениями, извержением вулканов и цунами.

Акустиков, занимающихся вопросами распространения звука в атмосфере, в том числе в нижних, приземных ее слоях, интересовало лишь знание отражающих или импедансных свойств земной поверхности. В этой области имеется также значительное количество данных об импедансе земной поверхности для различных типов грунта и почв (см., например, работу [5]).

Вопросами проникновения звука в грунт и распространения сейсмоакустических колебаний в поверхностных слоях Земли стали интересоваться сравнительно недавно, за исключением некоторых теоретических работ Юинга, Жардецкого и Пресса [6 - 8]. К настоящему времени не проведено какой-либо систематизации верхних слоев грунта по их сейсмоакустическим параметрам, таких как плотность, скорость распространения и затухание продольных и сдвиговых волн, а также зависимости этих параметров от глубины. Большое разнообразие типов почв и грунтов обуславливает и значительный разброс данных сейсмоакустических параметров. Одних только песчаных почв, например, насчитывается десятки типов со скоростями продольных волн от 200 м/с и менее до 2000 м/с и более (в зависимости от водонасыщения, пористости и добавок глины, известняка и т.д.). Даже в одной местности на небольшой площади могут быть грунты разных типов, что приводит к сильной неоднородности среды в разных направлениях и по трассе распространения сейсмоакустических сигналов.

Больше всего данных имеется для песчаных почв и песка разной пористости (сухого и водонасыщенного). Объединяя результаты многочисленных работ [9 – 11], полученные в разных условиях и на разных глубинах погружения в песчаный грунт, можно сделать следующие выводы:

1. В верхнем, тонком слое почвы (сухой песок разной пористости) скорость продольных волн значительно меньше скорости звука в воздухе и растет с частотой пропорционально примерно корню квадратному из частоты  $f$  в диапазоне от 500 до 2500 Гц:

$$c_1 = c_{10} f^{0.5}, \quad (1)$$

где  $c_{10}$  - коэффициент, зависящий от глубины и примерно равный 3-4 м/с на глубине

5 см. Скорость звука на этой глубине  $c_1 \approx 40$  м/с для частоты 100 Гц; для частоты 400 Гц  $c_1 \approx 80$  м/с.

Коэффициент поглощения  $\alpha_1$  (дБ/см) в этих слоях имеет примерно такую же зависимость от частоты:

$$\alpha_1 = \alpha_{10} f^{0.5}, \quad (2)$$

где  $\alpha_{10} \approx 0,5$  дБ/см на глубине 5 см. На частоте 100 Гц на этой глубине коэффициент поглощения  $\alpha_1 \approx 5$  дБ/см.

2. Скорость продольных волн в сухой песчаной почве увеличивается с глубиной особенно быстро в верхних слоях в пределах первых 2-4 метров, постепенно замедляясь в росте [10]:  $c_1$  увеличивается от 20-30 м/с в самом верхнем слое толщиной 2-3 см до 200-250 м/с на глубине 1,5 м.

Далее скорость увеличивается с глубиной  $z$  по степенному закону с показателем скорости 0,5-0,6; на глубине 6-7 м она примерно равна 600 м/с; на глубине 15 м  $c_1 \approx 900$  м/с [11].

В слоях, где песок насыщен подземными водами, скорость резко возрастает: по сравнению с сухим песком скорость звука в водонасыщенном песке примерно в два раза больше и, кроме того, она слабо зависит от глубины. На глубине от 15 до 30 м  $c_1$  изменяется от 1700 м/с до 1900 м/с (в мокром песке).

3. Скорость сдвиговых волн  $c_t$  в сухом песке примерно в два раза меньше скорости продольных волн и соответственно растет с глубиной.

Насыщение песка водой практически не сказывается на скорости сдвиговых волн. В водонасыщенных слоях  $c_t$  практически не зависит от глубины и равна примерно 600 м/с.

Для других типов грунта такое соотношение скоростей продольных и поперечных волн в среднем сохраняется: для глинистых грунтов  $c_1 \approx 1800$  м/с,  $c_t \approx 600-900$  м/с на глубине выше 2-3 м; для лёссовых грунтов  $c_1 \approx 300$  м/с,  $c_t \approx 180$  м/с на глубине меньше 1 м;  $c_1 \approx 600-900$  м/с и  $c_t \approx 300-400$  м/с на глубине свыше 2-3 м.

4. Коэффициент поглощения продольных волн в однородном грунте на глубинах, превышающих 1 м, пропорционален частоте. Для сухого песчаного грунта коэффициент поглощения на частоте 100 Гц в среднем равен 3-4 дБ/м; для глинистых почв  $\alpha_1 \sim 4-12$  дБ/м; для лёссового грунта  $\alpha_1 \sim 8-10$  дБ/м [12].

5. Плотность ненарушенного грунта определяется пористостью и средней плотностью твердой среды. Плотность песчано-глинистых и лёссовых почв в верхних слоях грунта в среднем равна 1,0-1,2 г/см<sup>3</sup>, возрастает с глубиной примерно

до 1,6-1,8 г/см<sup>3</sup> (на глубинах свыше 2-3 м). Для торфяников плотность изменяется в пределах 0,1-0,2 г/см<sup>3</sup>; для заболоченных илов - около 0,3-0,4 г/см<sup>3</sup> [13].

### 3. Алгоритм расчета сейсмоакустических полей в стратифицированной упругой среде.

В работе [14] рассмотрена расчетная модель грунта и предложен метод расчета сейсмоакустических полей, возбуждаемых источником акустических колебаний, расположенном в воздушной среде вблизи и на поверхности земли. Решение задачи представляется в виде интегрального преобразования Фурье-Бесселя для скалярного  $\varphi$  и векторного  $\psi$  потенциалов, связанных с вектором смещения частиц среды и выражением:

$$\begin{aligned} \mathbf{U} &= \text{grad } \varphi + \text{rot } \psi, \\ (\text{div } \psi) &= 0 \end{aligned} \quad (3)$$

и удовлетворяющим волновым уравнениям.

Для гармонической вынуждающей силы волновые уравнения с соответствующими граничными условиями имеют решения в виде интеграла Фурье-Бесселя

$$\varphi = \int_0^{\infty} G(z_s, z, \xi) J_0(\xi r) \xi d\xi \quad (4)$$

где  $r$  - горизонтальное расстояние от источника до приемника;  $z_s$  и  $z$  - вертикальные координаты источника и приемника соответственно;  $\xi$  - горизонтальное волновое число;  $J_0(x)$  - функция Бесселя нулевого порядка;  $G(z_s, z, \xi)$  - функция Грина вертикальной краевой задачи для потенциалов, удовлетворяющая условию

$$\frac{d^2 G}{dz^2} + \left[ \frac{\omega^2}{c^2(z)} - \xi^2 \right] = 0. \quad (5)$$

Выражение для компонент смещения (продольной  $U_r$  и вертикальной  $U_z$ ) находятся из (3), составляющие напряжения (нормальная  $\sigma_{zz}$  и тангенциальная  $\sigma_{rz}$ ) определяются из закона Гука, связывающего напряжение со смещением.

При численных расчетах реальные зависимости плотности  $\rho$  и скоростей продольных  $c_1$  и сдвиговых  $c_t$  волн от вертикальной координаты  $z$  аппроксимируются кусочно-постоянными функциями, т.е. вся упругая стратифицированная среда разбивается на конечное число слоев с постоянными значениями плотности и скоростей распространения.

В каждом из таких слоев номера "n" для потенциалов представляются в виде суммы прямых и обратных волн

$$\varphi_n(z) = \varphi_n^+(z) + \varphi_n^-(z) = a_n^+ \exp(izk_{\xi,n}) + a_n^- \exp(-izk_{\xi,n}) \quad (6)$$

$$\psi_n(z) = \psi_n^+(z) + \psi_n^-(z) = b_n^+ \exp(iz\chi_{\xi,n}) + b_n^- \exp(-iz\chi_{\xi,n})$$

где  $a_n^+$ ,  $a_n^-$ ,  $b_n^+$ ,  $b_n^-$  - амплитуды соответствующих волн;

$$k_{\xi,n} = \sqrt{k_n^2 - \xi^2}; \quad \chi_{\xi,n} = \sqrt{\chi_n^2 - \xi^2}; \quad (7)$$

$k_n = \omega/c_{ln}$ ;  $\chi_n^2 = \omega^2/c_{tn}^2$  - волновые числа продольных и сдвиговых волн в слое номера "n".

На границах твердых слоев должны удовлетворяться условия непрерывности вертикальных и горизонтальных смещений и нормальных и тангенциальных напряжений. На границе твердого слоя с жидким должна быть непрерывна вертикальная составляющая смещения, нормальное напряжение должно быть равно давлению в жидкости с обратным знаком, а тангенциальное напряжение должно быть равно нулю.

В результате получаем систему алгебраических уравнений для коэффициентов  $a_n^\pm$  и  $b_n^\pm$ , для решения которой применяется матричный метод. Вклады источников на границах просто суммируются.

Окончательное решение для компонент смещения находится путем численного интегрирования выражений:

$$U_r(\omega, r) = \int_0^\infty \left\{ -\xi \left[ a_n^+ \exp(izk_{\xi,n}) + a_n^- \exp(-izk_{\xi,n}) \right] + \chi_{\xi,n} \left[ b_n^+ \exp(iz\chi_{\xi,n}) - b_n^- \exp(-iz\chi_{\xi,n}) \right] \right\} J_1(\xi r) \xi d\xi \quad (8)$$

$$U_z(\omega, r) = \int_0^\infty \left\{ k_{\xi,n} \left[ a_n^+ \exp(izk_{\xi,n}) - a_n^- \exp(-izk_{\xi,n}) \right] - \xi \left[ b_n^+ \exp(iz\chi_{\xi,n}) + b_n^- \exp(-iz\chi_{\xi,n}) \right] \right\} J_0(\xi r) \xi d\xi$$

Компоненты смещения для источника определяются характеристиками источника и условиями передачи колебаний в грунт.

Такая форма представления решения включает в рассмотрение все типы волн, возбуждаемые и распространяющиеся в стратифицированной среде, включая поверхностные волны, объемные, боковые, неоднородные и т. д. Численное интегрирование выражений типа (8) может быть осуществлено с помощью быстрого преобразования Фурье для частот и расстояний, допускающих аппроксимацию Бесселевых функций их асимптотическими экспоненциальными функциями.

Алгоритм численного решения состоит главным образом из трех этапов.

1. Исходный в общем случае широкополосный сигнал, задаваемый векторами смещения  $U_0(t)$ , силы  $F(t)$  или давления (напряжения  $\sigma$ ), представляется в виде разложения по спектральным составляющим или интеграла Фурье

$$U_0(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S_0(\omega) e^{i\omega t} d\omega, \quad (9)$$

где  $S_0(\omega)$  - спектр исходного сигнала  $U_0(t)$ , определяемый обратным преобразованием Фурье

$$S_0(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} U_0(t) e^{-i\omega t} dt \quad (10)$$

Практически на компьютере осуществляется дискретное преобразование Фурье с помощью техники быстрого преобразования Фурье (БПФ).

2. Исходя из геометрии задачи и выбранной модели стратифицированной реальной среды для каждой спектральной составляющей определяется передаточная функция среды, т.е. решения  $U(\omega, r)$  волновых уравнения для гармонического сигнала типа (4) или (8).

3. Исходный спектр  $S_0(\omega)$  умножается на передаточную функцию  $U(\omega, r)$  и от полученного произведения берется преобразование Фурье (ДПФ), в результате чего получаем сигнал на заданном расстоянии  $r$  от источника

$$U(r, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S_0(\omega) U(\omega, r) e^{i\omega t} d\omega. \quad (11)$$

Изложим подробнее технику численного определения передаточной функции среды, т.е. решения (8). Сначала для дискретного значения горизонтального волнового числа  $\xi = \xi_1$  находятся неизвестные произвольные функции  $a_n^+$  и  $b_n^+$  из системы уравнений выражающих граничные условия. Затем определяется передаточная функция на заданном расстоянии и выбранной глубине с применением интегрального преобразования Фурье-Бесселя.

Матричный метод определения произвольных функций  $a_n^+$  и  $b_n^+$  заключается в следующем. Слои, моделирующие среду, нумеруются от одного до  $N$ , где верхнее полупространство имеет номер 1, нижнее полупространство - номер  $N$ . Полевые параметры  $v$  (компоненты смещения и напряжения), определяемые в слое номера " $m$ ", должны удовлетворять условиям непрерывности на границах " $m-1$ " и " $m$ ". Они

могут быть выражены в векторной форме  $\{ \nu \}$ . Тогда локальная система уравнений, отражающая граничные условия запишется в виде:

$$\{ \nu \}_m^m + \{ \nu \}_m^{*m} = \{ \nu \}_{m+1}^m + \{ \nu \}_{m+1}^{*m} \quad (12)$$

где звездочки означают вклад источника. Здесь и далее нижний индекс обозначает номер слоя, верхний - номер границы.

В общем случае упругой среды формула (12) заменяет 4 уравнения, выражающих непрерывность компонент смещений  $U_r$ , и  $U_z$  напряжений  $\sigma_{zz}$  и  $\sigma_{rz}$ . Векторы  $\{ \nu \}$  представим в матричном виде, перенеся их в левую часть уравнений, а вклады источников - в правую.

$$[c]_m^m \{ a \}_m - [c]_{m+1}^m \{ a \}_{m+1} = \{ \nu \}_{m+1}^{*m} - \{ \nu \}_m^{*m}, \quad (13)$$

где  $[c]_m^m$  - матрица коэффициентов при векторе  $\{ a \}_m$ , выражающем произвольные функции  $a_m^+$  и  $b_m^+$ .

Объединим N-1 локальных систем уравнений (по одной на каждой границе) в одну глобальную систему:

$$[C] \cdot \{ A \} = \{ V \}^* \quad (14)$$

Здесь  $\{ A \}$  и  $\{ V \}^*$  - глобальные векторы, содержащие все полевые параметры, включенные в граничные условия.

Коэффициенты глобальной матрицы находятся одним из известных способов, например, методом Гаусса, работающим достаточно эффективно для большого числа коэффициентов [14].

На этом завершается самый сложный и наиболее критичный в смысле счетного времени этап численных расчетов сейсмоакустических полей в стратифицированной упругой среде.

На рис. 1 и 2 приведены для примера расчетные кривые вертикального смещения в зависимости от горизонтального расстояния до источника для трех частот. Источник силы располагался на поверхности ( $z_s = 0$ ) и оказывал гармоническое давление единичной амплитуды ( $1 \text{ Н/м}^2$ ) на площадку радиусом 1 м по нормали к поверхности. Скорости продольных  $\bar{c}_1$  и сдвиговых  $\bar{c}_t$  волн считались комплексными:

$\bar{c}_1 = c_1(1 - i\eta)^{1/2}$ ,  $\bar{c}_t = c_t(1 - i\eta)^{1/2}$ , где  $\eta$  - мнимая добавка, характеризующая поглощение этих волн.

На рис. 1 представлены результаты расчетов нормального смещения на поверхности упругого однородного полупространства в децибелах относительно смещения в точке излучения; при расчетах принимались значения  $c_1 = 500$  м/с,  $c_t = 200$  м/с,  $\rho = 1,2$  Тн/м<sup>3</sup>,  $\eta = 0,1$ .

Из рисунков можно увидеть, что в среднем амплитуда смещения спадает с расстоянием по цилиндрическому закону  $1/\sqrt{r}$  плюс добавочное затухание за счет поглощения, увеличивающееся с увеличением частоты. Такой характер затухания поля обусловлен Рэлеевской волной, скорость которой  $c_R \approx 0,9 c_t$ .

На рис. 2 представлены кривые затухания нормального смещения на поверхности упругого слоя толщиной 8 м, лежащего на упругом полупространстве. Параметры слоя: скорость продольных волн  $c_1 = 500$  м/с, скорость поперечных –  $c_t = 200$  м/с,  $\rho = 1,2$  Тн/м<sup>3</sup>,  $\eta = 0,1$ . Параметры полупространства:  $c_1 = 1600$  м/с,  $c_t = 800$  м/с,  $\rho = 2,0$  Тн/м<sup>3</sup>,  $\eta = 0,1$ .

Для этого случая спадание амплитуды для частоты 16 Гц, как и ранее, подчиняется цилиндрическому закону. С повышением частоты здесь уже сказывается интерференция Рэлеевской волны с нормальными волнами в слое: для  $f = 32$  Гц в слое распространяется одна нормальная волна, для  $f = 64$  Гц – две нормальные волны.

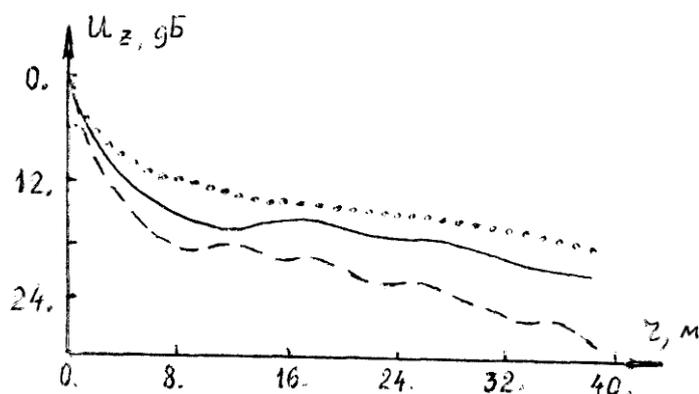


Рис.1

Затухание вертикального смещения  $U_z$  с расстоянием  $r$  на поверхности упругого полупространства; ..... 16 Гц; — 32 Гц; - - - - 64 Гц.

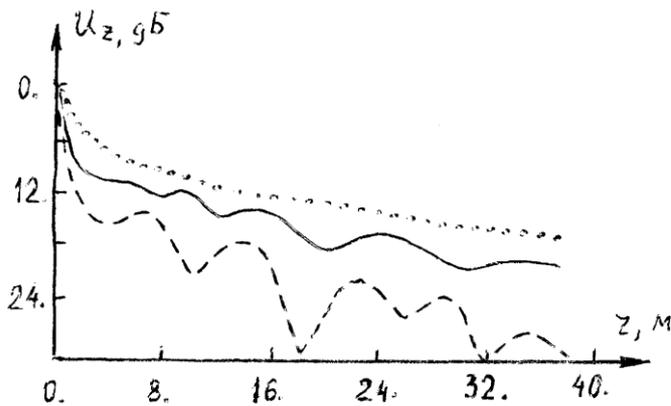


Рис. 2

Затухание вертикального смещения  $U_z$  с расстоянием  $r$  на поверхности упругого слоя, лежащего на упругом полупространстве; ..... 16 Гц; — 32 Гц; - - - 64 Гц.

## Литература.

1. М.С. Анцыферов. Теория геофонов и виброметров звукового диапазона. – М., «Наука», 1976.
2. И.И. Ключкин. О влиянии виброметра на движение колебательной поверхности. – Акуст. журн., 1959, т.5, в.1
3. И.П. Пасечник. Сравнение результатов теоретического и экспериментального исследования резонансных явлений в системе почва-сейсмограф. – Изв. АН СССР, сер. Геофизич., 1952, №5.
4. Л.Н. Захаров. Векторно-фазовые измерения в акустике. – Труды VII Всесоюзн. конф. по информ. акустике, М., 1982.
5. K. Attenborough. Acoustical impedance models for outdoor ground surfaces. – J. Sound and Vibr., 1985, v.99, 521-544.
6. W.M. Ewing, W.S. Jardetzky, F. Press. Elastic waves in layered media. – McGraw-Hill, New York, 1957.
7. H.E. Bass, L.N. Bolen et al. Coupling of airborne sound into the earth: frequency dependence. – JASA, 1980, v.67, N5, 1502-1506.
8. J.M. Sabatier, H.E. Bass, G.R. Elliott. – On the location of frequencies of maximum acoustic – to – seismic coupling. – JASA, 1986, v.80, N4, 1200-1204.
9. K. Attenborough et al. The acoustic transfer function at the surface of a layered poroelastic soil. – JASA, 1986, v.79, N5, 1353-1358.
10. А.А. Романчук, Р.Р. Крижберг. Распространение звуковых волн в верхней части грунта. – Геология и геофизика, 1988, №9, 102-104.
11. T.G. Winter. A survey of sound propagation in soils. – Acoustical holography, pros. v.1, 1967, 197-216.

12. T.G. Gutowski, C.L. Dym. Propagation of a ground vibration: a review. – J.Sound and Vibr., 1976, 1976, v.49, N2, 179-193.
13. В.М. Фридланд. Структура почвенного покрова. – М., «Наука», 1972.
14. H. Schmidt, F.B. Jensen. Efficient numerical solution technique for wave propagation in horizontally stratified environments. – Comput. and Math. with Appls., 1985, v.11, N 7/8, 699-715.