



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования
«Дальневосточный федеральный университет»
(ДФУ)

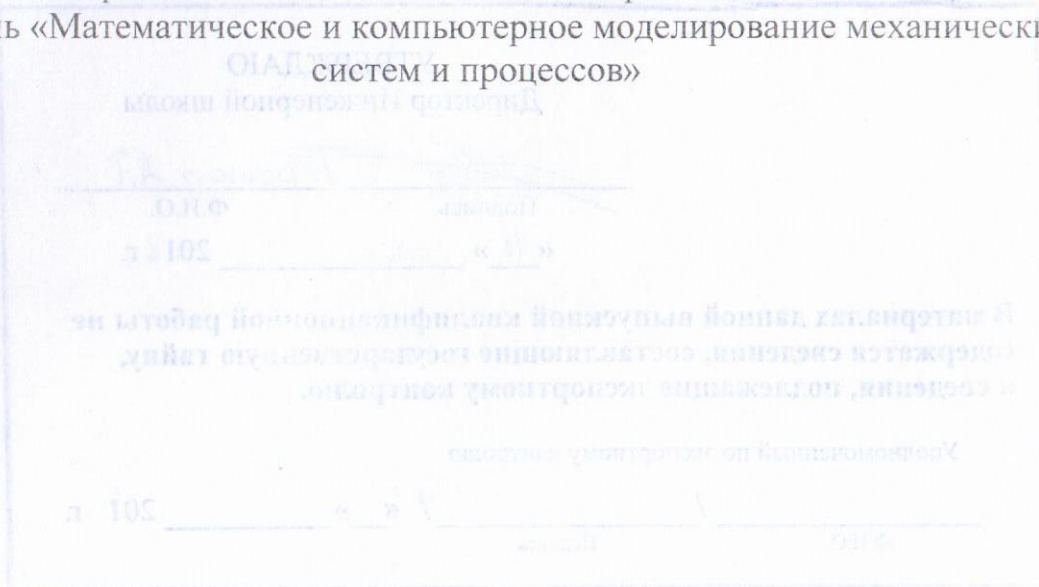
ИНЖЕНЕРНАЯ ШКОЛА

Кафедра механики и математического моделирования

Кашаева Марина Валерьевна

Уточнение сейсмической интенсивности территории на основе анализа распространения упругих волн в поглощающих средах.

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
по направлению подготовки 15.03.03 Прикладная механика,
профиль «Математическое и компьютерное моделирование механических систем и процессов»



Владивосток
2018

Сведений, содержащих
гос. тайну, нет
Эксперт



А.А. Бочарова

Автор работы Кашаева Н.В. Кашаев
(подпись)
« 3 » 07 2018 г.

Консультант(ы)*

(подпись) (И.О. Фамилия)
« _____ » _____ 2018 г.

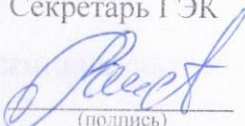
Руководитель ВКР Профессор, Д.Т.И.
(должность, учёное звание)


(подпись) Б.К. Бочарова
(И.О. Фамилия)

« 14 » июля 2018 г.

Защищена в ГЭК с оценкой Отлично

Секретарь ГЭК


(подпись) А.А. Ратников

« 04 » июля 2018 г.


«Допустить к защите»

Заведующий кафедрой, доцент


(подпись) А.А. Бочарова

« 3 » 07 2018 г.

УТВЕРЖДАЮ
Директор Инженерной школы


Подпись / Беккер А.Т. /
Ф.И.О.
« 18 » июля 2018 г.

В материалах данной выпускной квалификационной работы не
содержатся сведения, составляющие государственную тайну,
и сведения, подлежащие экспортному контролю.

Уполномоченный по экспортному контролю

Ф.И.О. / _____ / « _____ » _____ 201 г.
Подпись

Оглавление

Введение.....	2
Глава 1. Методы моделирования и расчета сейсмической интенсивности.	3
1.1. Основы математического моделирования сейсмических волн.....	3
1.1.1. Волны в абсолютно упругих средах.....	4
1.1.2. Волны в поглощающих средах.	7
1.2. Основные типы сейсмических волн.	11
1.2.1. Законы распространения сейсмических волн.	12
1.2.2. Скорости распространения сейсмических волн.	13
1.3. Получение сейсморазведочных данных.	13
1.3.1. Годограф сейсмических волн.....	15
Глава 2. Анализ сейсмической интенсивности территории на основе сейсморазведочных данных.	19
2.1. Применение метода сейсмических жесткостей.	19
2.2. Определение преобладающих частот деформационных волн, генерированных при геофизических работах, по спектрам Фурье.....	24
2.3. Статистическая оценка сейсмической интенсивности рассматриваемой территории.	34
Заключение.	36
Литература.	37

Введение.

Сейсмическая интенсивность – мера величины сотрясения грунта, измеряемая в баллах и характеризующая степень разрушения зданий. Для Приморского края значение сейсмической интенсивности равное 7 баллам и выше по шкале MSK – 64 означает необходимость проведения дополнительных работ по повышению сейсмостойкости здания. Уточнение сейсмической интенсивности площадки является важным этапом для принятия решения о строительстве какого – либо сооружения.

Целью данной выпускной квалификационной работы является уточнение сейсмической интенсивности территории по геофизическим данным методами сейсмической жесткости и спектрального анализа с использованием результатов математического моделирования движения упругих волн в поглощающих средах в зависимости от их физико – механических свойств.

Для достижения поставленной цели, необходимо решить следующие задачи:

- Проанализировать математическую модель распространения упругих волн;
- Изучить экспериментальный метод полевых наблюдений и исследовать сейсмическую интенсивность методом сейсмических жесткостей и спектрального анализа;
- Оценить методами статистики уточненную сейсмичность площадки.

Объектом исследования является сейсмическая интенсивность.

В качестве предмета исследования выступают методы уточнения сейсмической интенсивности.

Глава 1. Методы моделирования и расчета сейсмической интенсивности.

1.1. Основы математического моделирования сейсмических волн.

Для определения понятия сейсмической волны воспользуемся определением упругой волны из теории упругости. Упругая волна — волна, распространяющаяся в средах за счёт действия упругих сил. Упругие силы возникают в теле в результате его деформации и стремятся вернуть тело в исходное состояние. Упругие волны, распространяющиеся в земной коре, называют сейсмическими.

Сейсмические волны — волны, переносящие энергию упругих колебаний в горных породах. Источником сейсмической волны служит: землетрясение, взрыв, вибрация или удар.

Горные породы обладают различными скоростями распространения упругих волн. Это приводит к тому, что на границах слоев с различными скоростями образуются отраженные и преломленные волны, регистрируя которые можно получить информацию о строении региона. Для записи колебаний, вызываемых сейсмическими волнами, применяются автономные сейсморегистраторы или приёмники, подключённые к сеймостанциям. Скорость распространения волн зависит от плотности и упругости среды. Она имеет тенденцию к росту по мере углубления, в верхней части земной коры составляет 2—8 км/с, а при погружении до уровня мантии — 13 км/с. Частота волн низкая, она колеблется от 2 до 50 герц.

Теория распространения сейсмических волн базируется на теории упругости. Механическое взаимодействие природных объектов является источником упругих напряжений. В результате которых происходят деформации и смещение частиц среды в направлении действия силы. Если частицы жестко связаны между собой, то смещение одной частицы вызывает смещение другой. После прекращения действия приложенных к среде внешних сил, деформации полностью исчезают. Когда внешние силы малы и действуют кратковременно, многие реальные среды с высокой степенью

приближения рассматриваются как абсолютно упругие. Абсолютно упругая среда – среда в которой согласно закону Гука существует прямая пропорциональность между деформациями и напряжениями.

1.1.1. Волны в абсолютно упругих средах.

В абсолютно упругой и изотропной однородной среде в области, где отсутствуют внешние силы, распространение сейсмических волн описывается уравнением динамического равновесия Ламэ:[1]

$\frac{\lambda+2\mu}{\rho} \text{grad div } \bar{u} + \frac{\mu}{\rho} \text{rot rot } \bar{u} = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2}$, где $\bar{u} = \bar{u}(x, y, z, t)$ – вектор смещения частиц среды под действием проходящей волны, изменяющийся во времени t и пространстве x, y, z ; λ и μ – постоянные Ламэ, определяемые упругими свойствами среды (μ – модуль сдвига); ρ – плотность среды. Для его получения запишем необходимые уравнения из теории упругости [2].

Дифференциальные уравнения равновесия:

$$\begin{cases} \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + F_x = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \\ \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} + F_y = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \\ \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + F_z = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \end{cases}$$

Обобщенный закон Гука:

$$\begin{cases} e_{xx} = \frac{1}{E} [\sigma_{xx} - \mu(\sigma_{yy} + \sigma_{zz})]; \\ e_{yy} = \frac{1}{E} [\sigma_{yy} - \mu(\sigma_{xx} + \sigma_{zz})]; \\ e_{zz} = \frac{1}{E} [\sigma_{zz} - \mu(\sigma_{xx} + \sigma_{yy})]; \end{cases} \begin{cases} e_{xy} = \frac{1}{\mu} \sigma_{xy}; \\ e_{yz} = \frac{1}{\mu} \sigma_{yz}; \\ e_{xz} = \frac{1}{\mu} \sigma_{xz}; \end{cases}$$

$$\begin{cases} \sigma_{xx} = \lambda\theta + 2\mu e_{xx}; \\ \sigma_{yy} = \lambda\theta + 2\mu e_{yy}; \\ \sigma_{zz} = \lambda\theta + 2\mu e_{zz}; \end{cases} \begin{cases} \sigma_{xy} = \mu e_{xy}; \\ \sigma_{yz} = \mu e_{yz}; \\ \sigma_{xz} = \mu e_{xz}; \end{cases} \text{ где } \theta \text{ – объемная деформация.}$$

Связь между перемещениями и деформациями (уравнения Коши):

$$\begin{cases} e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \\ e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}; \\ e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}; \end{cases} \begin{cases} e_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \\ e_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}; \\ e_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}; \end{cases}$$

Выразим в первом уравнении равновесия напряжения через деформации по закону Гука и продифференцируем их:

$$\begin{cases} \sigma_{xx} = \lambda\theta + 2\mu \frac{\partial u}{\partial x}; \\ \sigma_{xy} = \mu \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right); \\ \sigma_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right); \end{cases} \begin{cases} \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} = \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}; \\ \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} = \mu \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}; \\ \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}; \end{cases}$$

Полученные функции подставим в исходное уравнение равновесия:

$$\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} \right) + \mu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) + F_x = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \text{ где } \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \Delta \bar{u}, \text{ тогда уравнение примет вид: } (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \Delta \bar{u} + F_x = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \text{ так как}$$

отсутствуют внешние силы, то $F_x = 0$, объемная деформация $\theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} +$

$\frac{\partial w}{\partial z}$, а Δ – оператор Лапласа. После математических преобразований получим:

$$\frac{\lambda+2\mu}{\rho} \text{grad div } \bar{u} + \frac{\mu}{\rho} \text{rot rot } \bar{u} = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} - \text{уравнение динамического равновесия}$$

Ламэ.

Константы λ и μ можно так же выразить через упругие параметры среды – модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона (σ): $\lambda = E \frac{\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$; $\mu =$

$$E \frac{1}{2(1+\sigma)};$$

Модуль Юнга характеризует сопротивление упругого вещества растягивающей или сжимающей силе. Он численно равен напряжению, при котором объемный элемент вещества вдвое растягивается или сжимается. В реальных веществах и горных породах модуль Юнга может различаться в сотни и тысячи раз. Коэффициент Пуассона характеризует соотношение между относительным поперечным сжатием или растяжением и относительным продольным удлинением или сокращением объемного

элемента вещества. Величина σ изменится в пределах от 0 до 0,5. Векторное поле \bar{u} смещения частиц среды при упругих колебаниях представляет собой сумму потенциальной \bar{u}_p и вихревой \bar{u}_s составляющих. Так как $div \bar{u}_s \equiv rot \bar{u}_p \equiv 0$, то из уравнения Ламэ получим два независимых волновых уравнения:

$$\frac{\lambda+2\mu}{\rho} grad div \bar{u}_p = \frac{\partial^2 \bar{u}_p}{\partial t^2}, \quad \text{где} \quad grad div \bar{u}_p = rot rot \bar{u}_p + \Delta \bar{u}_p, \quad \text{так как}$$

$$rot \bar{u}_p \equiv 0, \quad \text{то} \quad grad div \bar{u}_p = \Delta \bar{u}_p, \quad \text{отсюда} \quad \Delta \bar{u}_p = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \bar{u}_p}{\partial t^2}, \quad V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} =$$

$$\sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}} - \text{ скорость продольных волн;}$$

$$\frac{\mu}{\rho} rot rot \bar{u}_s = \frac{\partial^2 \bar{u}_s}{\partial t^2}, \quad \text{где} \quad rot rot \bar{u}_s = grad div \bar{u}_s - \Delta \bar{u}_s, \quad \text{так как} \quad div \bar{u}_s \equiv 0, \quad \text{то}$$

$$rot rot \bar{u}_s = \Delta \bar{u}_s, \quad \text{отсюда} \quad \Delta \bar{u}_s = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \bar{u}_s}{\partial t^2}, \quad \text{где} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}} - \text{ скорость}$$

поперечных волн, а $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ – оператор Лапласа. Из этого всего можно сделать вывод, что в твердой изотропной среде могут независимо распространяться во времени и пространстве два вида возмущений – продольная волна Р и поперечная волна S.

Продольная волна – волна, вызванная деформациями объема за счет поступательного движения частиц в направлении распространения упругих колебаний. При этой волне происходит локальное сжатие или растяжение вещества без изменения формы его элементарных объемов. Скорость продольных волн определяется упругими и плотностными свойствами среды.

Поперечная волна – волна, вызванная деформациями формы, т.е. малыми вращательными движениями (поворотами) частиц среды в плоскости, перпендикулярной к направлению распространения упругих колебаний. В этом случае происходит локальная деформация элементов среды без изменения объема. Скорость поперечных волн определяется упругими и плотностными свойствами среды. На рис.1 в плоском сечении

схематически показан характер деформации элементов среды при прохождении P и S волн.

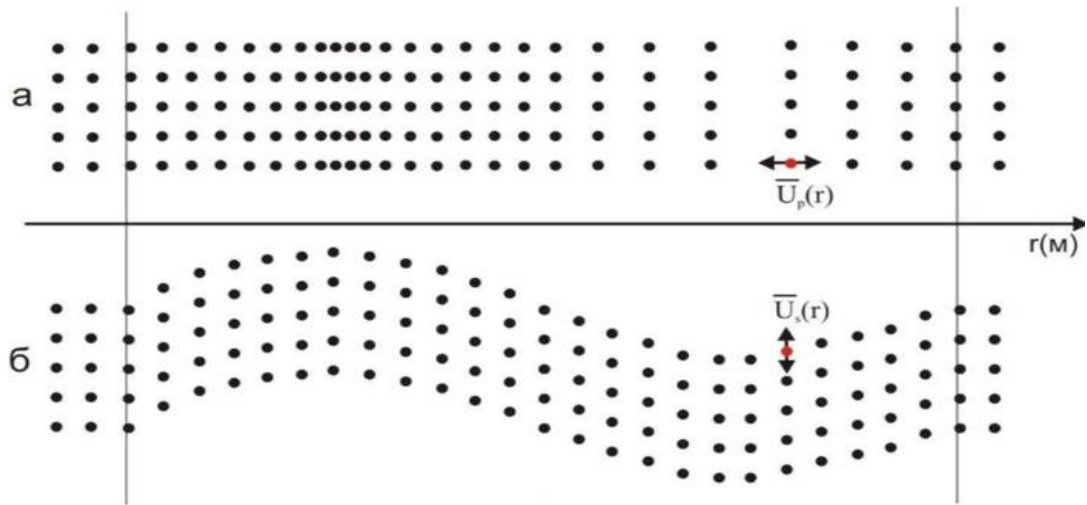


Рис.1. Характер деформаций упругой среды при распространении сейсмической волны: а) продольной P; б) поперечной S.

Продольная волна всегда распространяется быстрее, чем поперечная в той же среде: $\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \geq \sqrt{2}$, поскольку $\sigma \geq 0$.

Относительные изменения объема и формы элементов упругой среды при прохождении сейсмических волн чрезвычайно малы, составляя сотые, тысячные доли процента и менее. Малый уровень сейсмических деформаций обеспечивает их практически полную обратимость в реальных средах, что позволяет описывать волновые процессы в них линейными уравнениями. Линейность волновых уравнений означает, что при распространении сейсмических колебаний соблюдается принцип суперпозиции, который заключается в независимом наложении волн, вызванных различными источниками.

1.1.2. Волны в поглощающих средах.

Реальные среды не являются абсолютно упругими. Это утверждение особенно справедливо в отношении горных пород, они отличаются неоднородным вещественным и фазовым составом своих компонент, сложным структурным строением. В горных породах амплитуда

сейсмической волны убывает с расстоянием сильнее, чем это обусловлено фактором геометрического расхождения, также заметно изменяется форма колебаний. Эти особенности означают, что в реальных средах, в отличие от идеальных, в процессе распространения упругой энергии происходит ее частичная потеря за счет перехода в другие формы, прежде всего в тепловую. Таки среды называют поглощающими (диссипативными).

Расхождение теоретических моделей и экспериментальных данных, объясняющих поглощение упругих волн в реальных средах, свидетельствует о сложности процесса поглощения энергии в горных породах. Среди теоретических моделей поглощающих сред развитие получили те, что основаны на линейной связи между деформациями и напряжениями, согласно обобщенному закону Гука, который учитывает процесс изменения деформированного состояния во времени. Такие среды называются линейно – неупругими, в которых справедливы линейные уравнения смещения частиц и соблюдается принцип суперпозиции. Для однородной изотропной линейно – неупругой среды постоянные Ламэ λ и μ в уравнении динамического равновесия $\frac{\lambda+2\mu}{\rho} grad div \bar{u} + \frac{\mu}{\rho} rot rot \bar{u} = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2}$, становятся комплексными числами: их действительная часть характеризует упругие свойства среды, а мнимая – ее поглощающие свойства в зависимости от частоты. Поглощающие свойства среды в зависимости от типа волны (продольная, поперечная) характеризуются частотно – зависимыми коэффициентам поглощения – $\alpha_p(\omega)$ и $\alpha_s(\omega)$ соответственно. Теория упругого последействия заключается в связи настоящей деформации не только с действующим напряжением, но и с его предшествующем значением. В среде с упругим последействием зависимость поглощения от частоты имеет различный характер при задании различных функции последействия. Имеется широкий диапазон частот, в которых эта зависимость линейная.

Для поглощающих сред часто используют произвольный параметр – декремент поглощения, характеризующий величину поглощения на пути

пробега, равном длине волны. Так как длина волны равна произведению периода колебаний на скорость их распространения, то декремент поглощения равен: $\vartheta = \alpha T v = \alpha \frac{2\pi}{\omega} v$. Линейно – неупругая среда рассматривается как линейный преобразователь, обладающий свойством фильтра низких частот. Этот фильтр является минимально – фазовым, поскольку на всех частотах создает минимальные задержки гармонических колебаний. Следовательно, в поглощающих средах имеется частотная дисперсия фазовой скорости – зависимость скорости распространения волны от ее частоты. При нормальной дисперсии скорость возрастает с уменьшением частоты колебаний. При аномальной, скорость возрастает с увеличением частоты. Экспериментальные данные сейсморазведки подтверждают наличие в грунтах относительно слабой частотной дисперсии фазовой скорости аномального характера.

Для распространения волн в поглощающих средах относительное уменьшение амплитуды с расстоянием $\frac{d\alpha(r)}{\alpha(r)}$ за счет поглощения энергии пропорционально элементу dr пройденного пути с коэффициентом пропорциональности $\alpha(\omega)$: $\frac{d\alpha(r)}{\alpha(r)} = -\alpha(\omega)dr$.

Коэффициент поглощения α имеет размерность, обратную единице длины $[L^{-1}]$, проинтегрировав $\frac{d\alpha(r)}{\alpha(r)} = -\alpha(\omega)$, получим формулу, которая описывает ослабление амплитуды поглощаемой волны на конечном пути пробега длиной r : $\alpha(r) = \alpha_0 e^{-\alpha(\omega)r}$, где α_0 – начальная амплитуда колебаний.

На рис.2 приведены графики убывания амплитуды гармонических колебаний с расстоянием r за счет факторов расхождения и поглощения волны. Рассматривается продольная волна на циклических частотах $\nu = \frac{\omega}{2\pi} = 10, 20, 40$ и 80 Гц, которая движется со скоростью $V_p = 2500$ м/с, и декремент поглощения которой равен двум значениям: $\vartheta_1 = 0,01$ и $\vartheta_2 = 0,10$. Эти значения считаются характерными для диапазона изменений свойств

диссипативных сред – от относительно слабо поглощающих до сильно поглощающих.

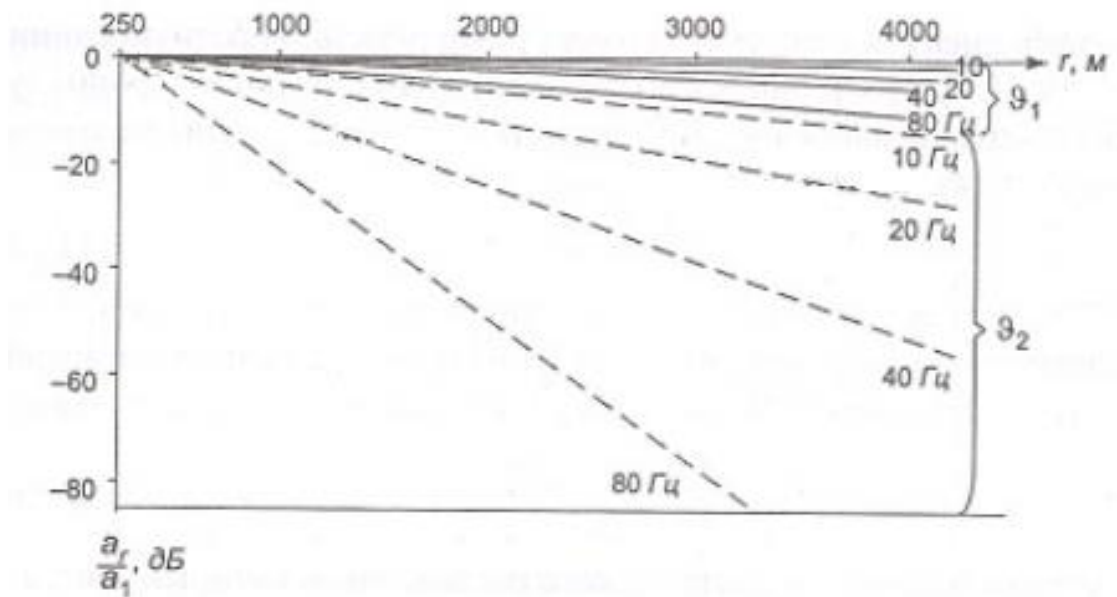


Рис.2. Влияние факторов геометрического расхождения и поглощения на амплитуду гармонических колебаний.

С помощью этих графиков можно сравнить роль расхождения и поглощения в уменьшении интенсивности сейсмических волн с расстоянием. В слабо поглощающих породах высокочастотные колебания значительно больше ослабляются геометрическим расхождением волны, чем ее поглощением. В сильно поглощающих породах, при больших частотах колебаний, фактор поглощения на небольших удалениях достигает фактора расхождения.

Каждый волновой сейсмический импульс характеризуется частотным спектром (состоит из множества гармонических колебаний различных частот). В диссипативной среде спектральные составляющие распространяются с неодинаковыми скоростями, поэтому по мере движения волны, изменяются ее амплитудные и фазовые соотношения, в результате чего сейсмический импульс меняет форму. Избирательное поглощение высокочастотных составляющих спектра сейсмических колебаний приводит к постепенному снижению видимой частоты наблюдаемых волн по мере их удаления от источника, а также одновременно с этим происходит

уменьшение резкости вступления колебаний, увеличение их длительности во времени и протяженности в пространстве.

1.2. Основные типы сейсмических волн.

От пункта взрыва во все стороны распространяются упругие волны. Вдоль поверхности земли (кроме поверхностных волн) распространяется прямая волна со скоростью, которая равна скорости распространения упругой волны в первом слое (V_1), эта же волна затем идет вглубь среды. На границе со слоем, который имеет другую плотность и скорость (V_2), сейсмические лучи меняют свое прямолинейное распространение, образуя отраженные и преломленные волны (рис.3). Отраженная волна образуется на границе с разным волновым сопротивлением (акустической жесткостью σV , где σ – плотность). Из закона отражения следует, что угол падения (α) равен углу отражения (γ). Тогда условие преломления сейсмического луча из верхнего в нижний слой будет определяться законом преломления: $\frac{\sin \alpha}{\sin \gamma} = \frac{V_1}{V_2}$, а условие образования отраженной волны будет определяться неравенством: $\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2$.

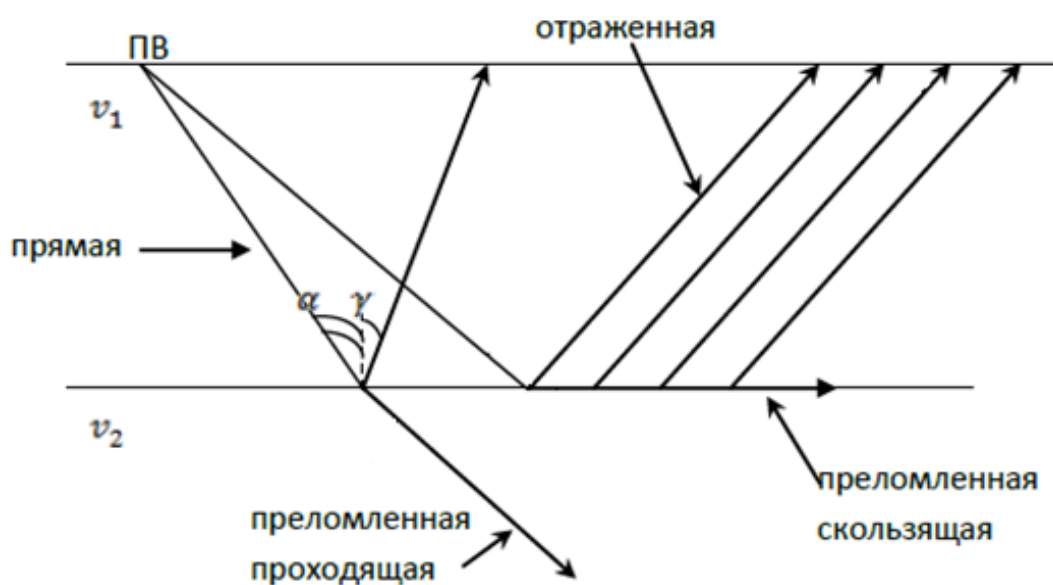


Рис.3. Типы сейсмических волн.

1.2.1. Законы распространения сейсмических волн.

Законы распространения сейсмических волн получены из основных принципов Гюйгенса – Ферма.

Принцип лучевого приближения или принцип Гюйгенса, заключается в том, что траектории лучей (по которым движутся сейсмические волны) всюду перпендикулярны к фронту волны, а значит в однородной среде эти лучи представляют собой прямые линии, а в неоднородной – кривые. Фронт волны – это поверхность, ограничивающая область, где частицы колеблются, и область в которую волна ещё не пришла. Линии, перпендикулярные фронту, называются сейсмическими лучами, вдоль них переносится энергия упругой волны. Согласно этому принципу, каждую точку фронта волны можно рассматривать как самостоятельный элементарный источник колебаний. Тогда по фронту волны в некоторый момент можно определить его положение в любой другой момент, если построить огибающую элементарных сферических фронтов с центрами, расположенными на заданном фронте. Пример приведен на рис.4.

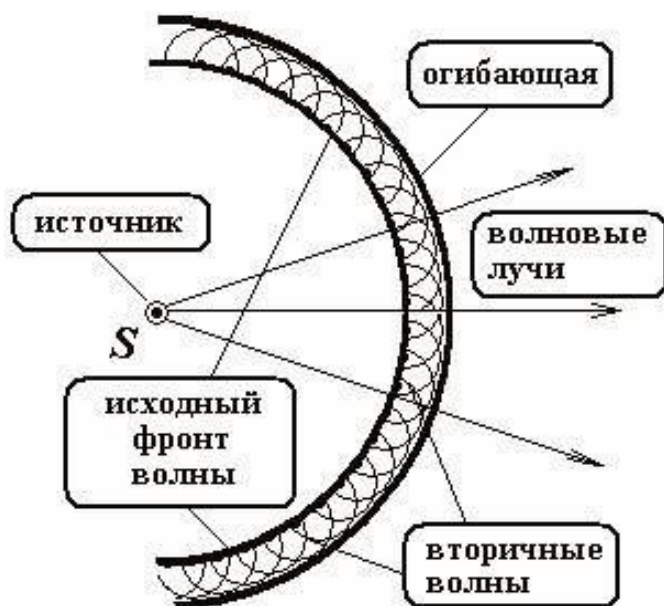


Рис.4. Распространение сейсмических волн по принципу Гюйгенса.

Принцип Ферма, заключается в том, что волна распространяется между двумя точками по такому пути, который требует наименьшего времени для

его прохождения. Следствием этого принципа является прямолинейность распространения лучей в среде с постоянной скоростью распространения волн.

1.2.2. Скорости распространения сейсмических волн.

С помощью сейсмической аппаратуры измеряется время прихода различных волн, отсчитываемое от момента взрыва или удара. Затем определяются скорости распространения сейсмических волн. На скорость сейсмической волны влияют многие факторы: литологический состав, глубина залегания, пористость, трещиноватость, возраст грунтов и т.д.

Различают несколько типов скоростей сейсмических волн:

1. Пластовая скорость ($V_{\text{п}}$) – скорость распространения упругих волн в каждом пласте (слое) изучаемого геологического разреза.
2. Средняя скорость ($V_{\text{ср}}$) – скорость пачки пластов (слоев), определяемая как:
$$V_{\text{ср}} = \frac{h_1+h_2+\dots+h_n}{t_1+t_2+\dots+t_n}$$
, где $h_{1,2,\dots,n}$ – мощность отдельных слоев, $t_{1,2,\dots,n}$ – время пробега волны в слое, измеренное вдоль луча, перпендикулярного слоистости.
3. Кажущаяся скорость ($V_{\text{к}}$) – скорость распространения фронта волны вдоль профиля наблюдений. Эта скорость определяется по годографу, т.е. графику зависимости времени прихода волны от расстояния до пункта удара.
4. Граничная скорость ($V_{\text{г}}$) – скорость распространения прямолинейной волны вдоль преломляющей границы, она не всегда совпадает с пластовой скоростью преломляющего слоя.

1.3. Получение сейсморазведочных данных.

В современной сейсморазведке используют компьютеризованные системы цифровой записи упругих колебаний, возбуждаемых сейсмическими источниками различных типов. Сейсморегистрирующий канал (СК) состоит из пяти последовательно действующих устройств – сейсмоприемник (С),

усилитель (У), фильтр (Ф), аналого – цифровой преобразователь (П), регистратор (Р). Первые три (С–У–Ф) составляют аналоговую часть канала, а два последних (П – Р) – его цифровую часть.(Рис.5)[1]

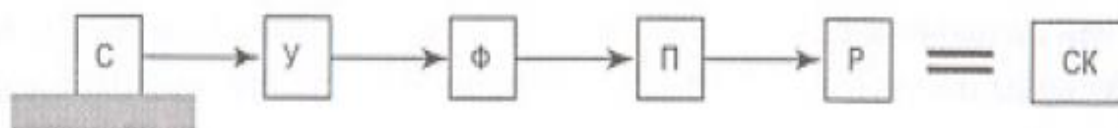


Рис.5. Составляющие устройства СК.

Сейсмоприемник воспринимает механические колебания частиц среды и преобразует их в электрические колебания. Для этого применяют инерционные приемники электродинамического типа, использующие явление электромагнитной индукции для преобразования колебаний среды в электрические сигналы.

Электрические колебания на выходе сейсмоприемника бывают очень слабые, составляя доли микровольта. Такие сигналы невозможно записать без усилителя записи, принимающего сигнал от сейсмоприемника. Его снабжают устройствами программной и автоматической регулировки усиления, что позволяет снижать динамический диапазон колебаний до уровня, необходимого для записи на носитель сильных и слабых волн. Эта регулировка усиления искажает сигналы и является вынужденным приемом, обусловленным недостаточным динамическим диапазоном аналоговой записи. Динамический диапазон – отношение амплитуд максимального и минимального сигналов, записываемых на одной сейсмограмме с допустимым уровнем искажения.

Усиленные колебания подвергают частотной селекции с помощью различных фильтров, которые конструктивно входят в блок усилителя записи или примыкают к нему в схеме аппаратного сигнала. Применяют эти фильтры для подавления колебаний на частотах, где преобладают волны – помехи, чтобы повысить отношение сигнал/помеха до аналого – цифрового преобразования колебаний. Необходимость применения фильтрации

объясняется тем, что при записи присутствие очень сильных помех искажает слабый сигнал полезных волн.

Усиленные и отфильтрованные колебания поступают в аналого – цифровой преобразователь, где превращаются в равномерную последовательность дискретных отсчетов, представленных в двоичном цифровом коде.

Последним устройством является регистратор, в котором сейсмические колебания записываются на тот или иной физический носитель. Для этого применяют магнитную запись, достоинством которой является возможность многократных и многовариантных преобразований записанных колебаний при их воспроизведении и обработке на вычислительных машинах. Запись на магнитную ленту выполняется магнитным регистратором в аналоговой либо цифровой форме.

В результате на магнитную ленту записывается цифровой код сейсмических колебаний для дальнейшей его обработки на электронной вычислительной машине. Результат записи сейсмических колебаний называют сейсмограммой. Извлечение полезной информации из полевых сейсморазведочных данных происходит в процессе их обработки и интерпретации. От качества выполненной работы зависят надежность и точность получаемых результатов.

1.3.1. Годограф сейсмических волн.

Сейсмоприемники улавливают колебания, вызванные одной или несколькими, следующими друг за другом волнами, и позволяют произвести записи этих колебаний (рис.6). Записи колебаний от одного источника возбуждения сводят в сейсмограмму. По форме записи на сейсмограмме выделяют колебания, обусловленные одной волной, и определяют время прихода этой волны к каждому сейсмоприемнику.

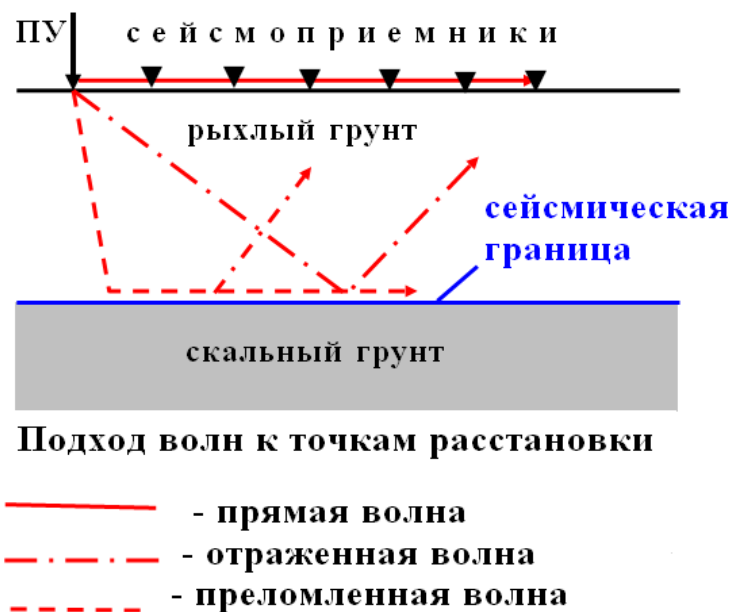


Рис.6. Схема зондирования.

Затем строят график зависимости времени прихода волны t от расстояния сейсмоприемников до пункта удара x . Этот график называется годографом. Для построения годографа по горизонтальной оси откладывают расстояние x , а по вертикальной оси время прихода волны t . Через полученную систему точек проводят кривую (рис.7).

Годограф – зависимость времени вступления упругой (сейсмической) волны от абсолютной или относительной координаты пункта приёма, где расположен сейсмограф. Годографы используются для нахождения скорости волны, глубины сейсмогеологической границы и типа волны. Скорость, которая находится по годографу, называется кажущейся, так как она зависит не только от скорости волны в среде, но и от угла между лучом волны и линией наблюдения.

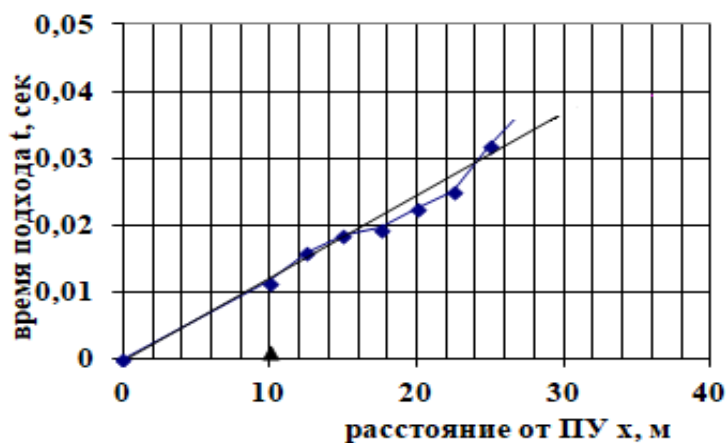


Рис.7. Пример годографа прямой волны.

Волны, приходящие к линии поверхности под постоянным углом (прямые и преломлённые), имеют годограф в форме прямой, отражённые волны — в форме гиперболы.

Для прямой волны годограф состоит из двух отрезков прямых линий, проходящих через начало координат, точку 0. Уравнение годографа будет иметь вид: $V_k = \frac{\Delta x}{\Delta t}$, V_k — кажущаяся скорость.

Для отражённых волн годограф представляет собой совмещённые на отметке взрыва (координата 0 на оси расстояний) две ветви гипербол, характеризующих зависимости времён пробега волн от точки возбуждения упругих колебаний (пункт взрыва — ПВ) до точек расположения сейсмоприёмников (пункты приёма — ПП), если они размещены по обе стороны от ПВ. Формула годографа: $V_k = \sqrt{2m \left(\frac{\Delta U}{\Delta t} \right)}$, где $U = t_2^2 - t_1^2$.

В зависимости от взаимного расположения источника волны и расстановки приёмников, различаются годографы:

1. линейные — расстановка имеет форму прямой линии, расположенной на сейморазведочном профиле;
2. горизонтальные — расстановка находится на поверхности Земли;
3. вертикальные — расстановка находится в стволе вертикальной скважины;

4. продольные — источник находится на расстановке или на её линейном продолжении;
5. непродольные — источник находится за пределами расстановки вне её линейного продолжения;

Глава 2. Анализ сейсмической интенсивности территории на основе сейсморазведочных данных.

В реальных (поглощающих) средах, в отличие от идеальных, в процессе распространения упругой энергии происходит ее частичная потеря за счет перехода в другие формы. В данной главе рассматривается в качестве примера расчет уточнения сейсмической интенсивности территории предполагаемого строительства (Владивосток. пер. Некрасовский, 28) на основе геофизических данных, полученных методом полевых наблюдений профессором Борисовым Е.К.

2.1. Применение метода сейсмических жесткостей.

В соответствии с нормативными рекомендациями [6] основными методами уточнения сейсмичности в приоритетном порядке являются: регистрация и изучение естественных землетрясений и взрывов, изучение сейсмических жесткостей, расчетные методы.

В связи с малой вероятностью в ближайшее время на данной территории естественных землетрясений, отсутствием в Приморском крае службы сейсмического наблюдения в ждущем режиме и нецелесообразностью проведения специальных взрывных работ, за основу принят метод сейсмических жесткостей.

Уточнение сейсмической интенсивности грунтов территории по методу сейсмических жесткостей, предусматривает получение сейсморазведочных данных с последующим расчетом приращения сейсмической интенсивности в баллах. Этот метод основан на сравнении сейсмических жесткостей (произведение скорости сейсмической волны в грунте на плотность) изучаемого и эталонного грунтов с поправками на обводненность и резонансные явления. Эталонный грунт – грунт наиболее распространенный на территории региона. Для данной территории это суглинок.

Оценка приращений сейсмической интенсивности на исследуемой площадке проводится на основе значений скоростей распространения

сейсмических волн и средних значений плотностей в верхнем слое. Расчетная мощность слоя 10м [7].

Скорости распространения упругих волн деформации в грунте определяются по годографам. Выделение полезных волн при построении годографов производится путем корреляций отдельных фаз колебаний по признакам, позволяющим отнести группу колебаний к определенной волне. Скорости распространения волны по годографу определяется углом его наклона по формуле:

$$V = \frac{\Delta x}{\Delta t}, \quad (1)$$

где Δx , Δt – разности расстояния и времени для пары точек на ветви годографа.

Для грунтов с несколькими слоями, в которых скорости распространения волн различаются, средняя скорость вычисляется по формуле:

$$V = \frac{H}{\sum t_i}, \quad (2)$$

где H – мощность исследуемого массива; t_i – время вертикального пробега упругой волны в каждом слое, значение которого определяется по формуле:

$$t_i = \frac{h_i}{V_i}, \quad (3)$$

где h_i – мощность i – ого слоя; V_i – пластовая скорость в i – ом слое.

Приращения сейсмической интенсивности (бальности) на исследуемой территории по сравнению с эталонным грунтом рассчитывается по формуле:

$$\Delta J_p = \Delta J_c + \Delta J_v + \Delta J_{рез.} \quad (4)$$

где ΔJ_c – поправка на сейсмическую жесткость; ΔJ_v – поправка на обводненность грунта; $\Delta J_{рез.}$ – поправка на резонансные явления в грунте.

Поправка на сейсмическую жесткость рассчитывается как:

$$\Delta J_c = 1.67 \log \left(\frac{V_0 \rho_0}{V_i \rho_i} \right) \quad (5)$$

где $V_0 \rho_0$ – средняя сейсмическая жесткость эталонного грунта; $V_i \rho_i$ – средняя сейсмическая жесткость исследуемого грунта.

Поправка на обводненность рассчитывается по формуле:

$$\Delta J_B = K e^{-0,04h}, \quad (6)$$

где K – коэффициент, зависящий от литологического состава грунта, в данном случае он равен нулю, как для крупнообломочных грунтов; h – установившееся положение уровня грунтовых вод от поверхности земли. На данной территории грунтовых вод не обнаружено.

Приращение сейсмической интенсивности за счет резонансных явлений учитывается при наличии в разрезе слоя грунтов, который подстилается скальными или крупнообломочными плотными средами со значительно большими, по сравнению с покрывающими отложениями, значениями сейсмических жесткостей.

Значение $\Delta J_{рез.}$ определяется по табл.1 в зависимости от соотношения двух определяющих параметров: $m_i = \frac{V_i \rho_i}{V_0 \rho_0}$ и $S_i = \frac{H}{V_i T_i}$, (7)

где $V_i \rho_i$ – сейсмическая жесткость слоя песчаных, глинистых или крупнообломочных грунтов мощностью H с содержанием песчано – глинистого заполнителя более 30%, подстилаемых скальными или плотными крупнообломочными средами, обладающими большими, по сравнению с покрывающими отложениями, значениями сейсмических жесткостей; $V_0 \rho_0$ – сейсмическая жесткость подстилающих пород; T_i – преобладающий период распространения деформационных волн. Величина S_i рассчитывается для периода волн от 0,1 до 0,6 с (10 – 1,7 Гц). Рис.8.

Таблица 1. Приращение бальности $\Delta J_{рез.}$ за счет резонансных явлений в слое грунтов.

m_i	S_i					
	0; 0,5	0,1; 0,6	0,2; 0,7	0,25; 0,75	0,3; 0,8	0,4; 0,9
0,1	0	0,2	1,2	2,5	1,2	0,2
0,2	0	0,2	1,1	1,7	1,1	0,2
0,3	0	0,2	0,9	1,3	0,9	0,2
0,4	0	0,2	0,8	1,0	0,8	0,2

0,5	0	0,2	0,6	0,7	0,6	0,2
0,6	0	0,1	0,5	0,5	0,5	0,1
0,7	0	0,1	0,3	0,4	0,3	0,1
0,8	0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
0,9	0	0	0	0,1	0,1	0

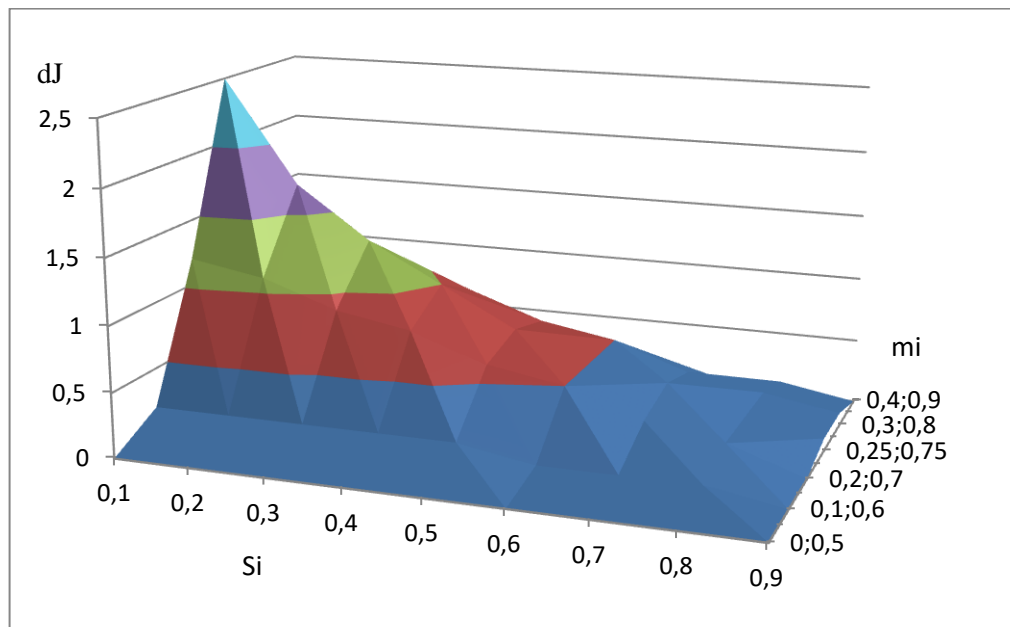


Рис.8. Резонансное явление.

На рассматриваемой территории предполагаемого строительства были проведены планировочные работы, в результате которых удалили практически всю толщу рыхлых и алюминиевых отложений, а в некоторых местах и подстилающий грунт, что исключило возможность появления и развития резонансных явлений в грунте.

В связи с тем, что на исследуемой территории не обнаружено грунтовых вод, то ΔJ_B поправка на обводненность грунта будет равна 0. Также на территории отсутствует резонансное явление $\Delta J_{рез.}$, тогда формула (4) для нахождения приращения сейсмической интенсивности (бальности) примет вид:

$$\Delta J_p = \Delta J_c \quad (8)$$

Подставляя формулу (5) в формулу (8) получим:

$$\Delta J_p = 1.67 \log \left(\frac{V_0 \rho_0}{V_i \rho_i} \right).$$

На территории Российской Федерации действует шкала MSK–64 (Медведева – Шпонхойера – Карника), которая в 1964г. была рекомендована Межправительственным совещанием ЮНЕСКО по сейсмологии и сейсмостойкому строительству в качестве единой международной шкалы интенсивности [8]. В качестве эталонных грунтов территории были приняты средние грунты, к которым условно относится величина исходного балла – необводненные супесчано – суглинистые грунты с дресвяно – щебенистыми включениями, грунты, близкие по составу к I категории по сейсмическим свойствам и имеющие следующие параметры [11]:

- скорость распространения продольных волн: $V_p = 500 - 700$ м/с;
- скорость распространения поперечных волн: $V_s = 250 - 350$ м/с;
- плотность: $\rho = 1,7 - 1,8$ г/см³.

В настоящей работе исходная бальность принята равной 6 баллам, за средние значения скорости распространения продольных волн и плотности эталонного грунта приняты величины: $V_{p0} = 600$ м/с, $\rho_0 = 1,75$ г/см³, тогда средняя сейсмическая жесткость эталонного грунта равна $V_0\rho_0 = 1050$ г/см². За средние значения скорости распространения продольных волн и плотности исследуемого грунта приняты величины: $V_{pi} = 500$ м/с, $\rho_i = 2,5$ г/см³, тогда средняя сейсмическая жесткость исследуемого грунта равна $V_i\rho_i = 1250$ г/см². Приращение сейсмической интенсивности $\Delta J_p = 1.67 \log \left(\frac{V_0\rho_0}{V_i\rho_i} \right) = 1.67 \log \left(\frac{1050}{1250} \right) = -0,1$ балла.

Категория грунтов	Скорость продольных волн V_p , м/с	Приращение сейсмической бальности, балл
I	< 700	- 1
II	700 – 1000	0
III	>1000	+1

Таблица 2. Приращение сейсмической интенсивности относительно исходной (фоновой) для различных категорий грунтов.

В результате, приращение сейсмической интенсивности площадки составило $\Delta J_p = -0,1$ балла, относительно грунтов средней категории [10]. Уточненная сейсмическая интенсивность площадки с учетом грунтовых условий составляет $J_p = 6$ баллов по шкале MSK. Метод сейсмических жесткостей следует применять в комплексе с другими инструментальными методами для количественной оценки относительных изменений (приращений) сейсмической интенсивности на участках с различными инженерно – геологическими условиями.

2.2. Определение преобладающих частот деформационных волн, генерированных при геофизических работах, по спектрам Фурье.

Расчет уточненной сейсмичности площадки выполняется с помощью анализа геосейсмических моделей для точек ударов, по результатам полевых работ (метода сейсмических жесткостей) в соответствии с действующими нормативными документами [10]. По результатам сейсмического зондирования и инженерно – геологического исследования [12] строятся геосейсмические модели для точек ударов. Сейсмическое зондирование производилось сертифицированным компьютеризированным комплексом «Сейсмолог-8» с шагом расстановки сейсмоприемников 2,5м на двух совмещенных расстановках с выносными концевыми пунктами ударов (ПУ) на расстояния 5,0 – 10,0 – 15,0 – 22,5 м. Смежные сейсмоприемники расстановок были совмещены. Суммарная расстановка длиной 35,0 м располагалась в районе разведочных скважин (рис.9).

Основной задачей геофизических полевых работ является определение явно выраженных сейсмических границ (поверхность раздела двух сред, на которой упругие свойства изменяются скачком, вследствие чего возникают сейсмические волны), глубины залегания основных подстилающих пород, скоростей распространения в них и вышерасположенных слоев генерированных деформационных волн и частот колебаний пластов грунта.

Уточнение сейсмичности грунтов территории выполнено в предположении, что они имеют статистически идентичные физико – механические характеристики, в связи с чем численные значения пластовых скоростей распространения деформационных волн были определены путем сопоставления литологии (состав, структура, происхождение и изменение осадочных пород) разведочных скважин с определенными по годографам скоростями распространения деформационных волн и статистическими данными по результатам геофизических работ.

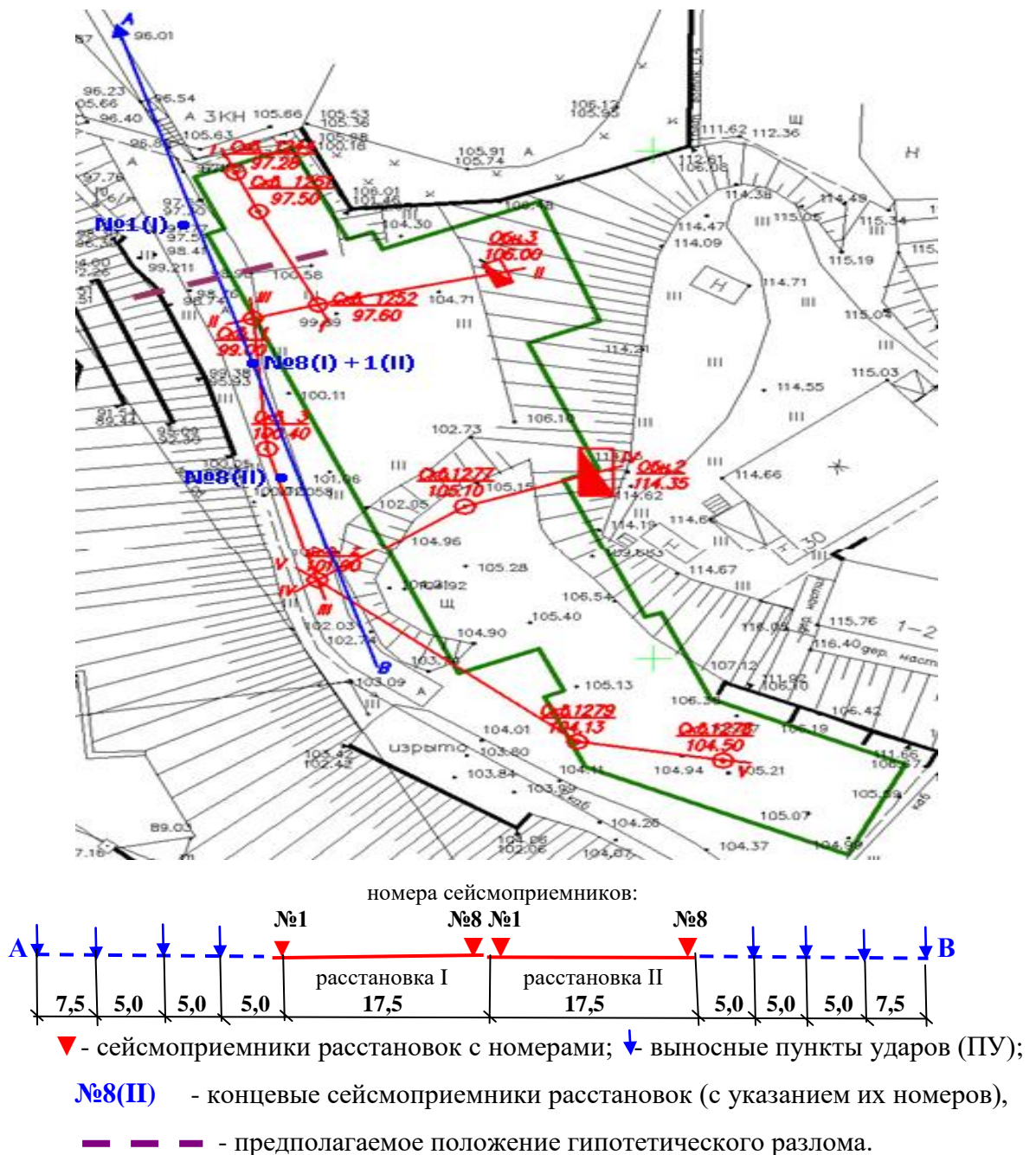


Рис.9. Схема геофизических наблюдений и схема профиля.

При всех ПУ (пункт удара) между сейсмоприемниками №3 и №4 просматривается резкое изменение частотного характера сейсмограмм (рис.10).

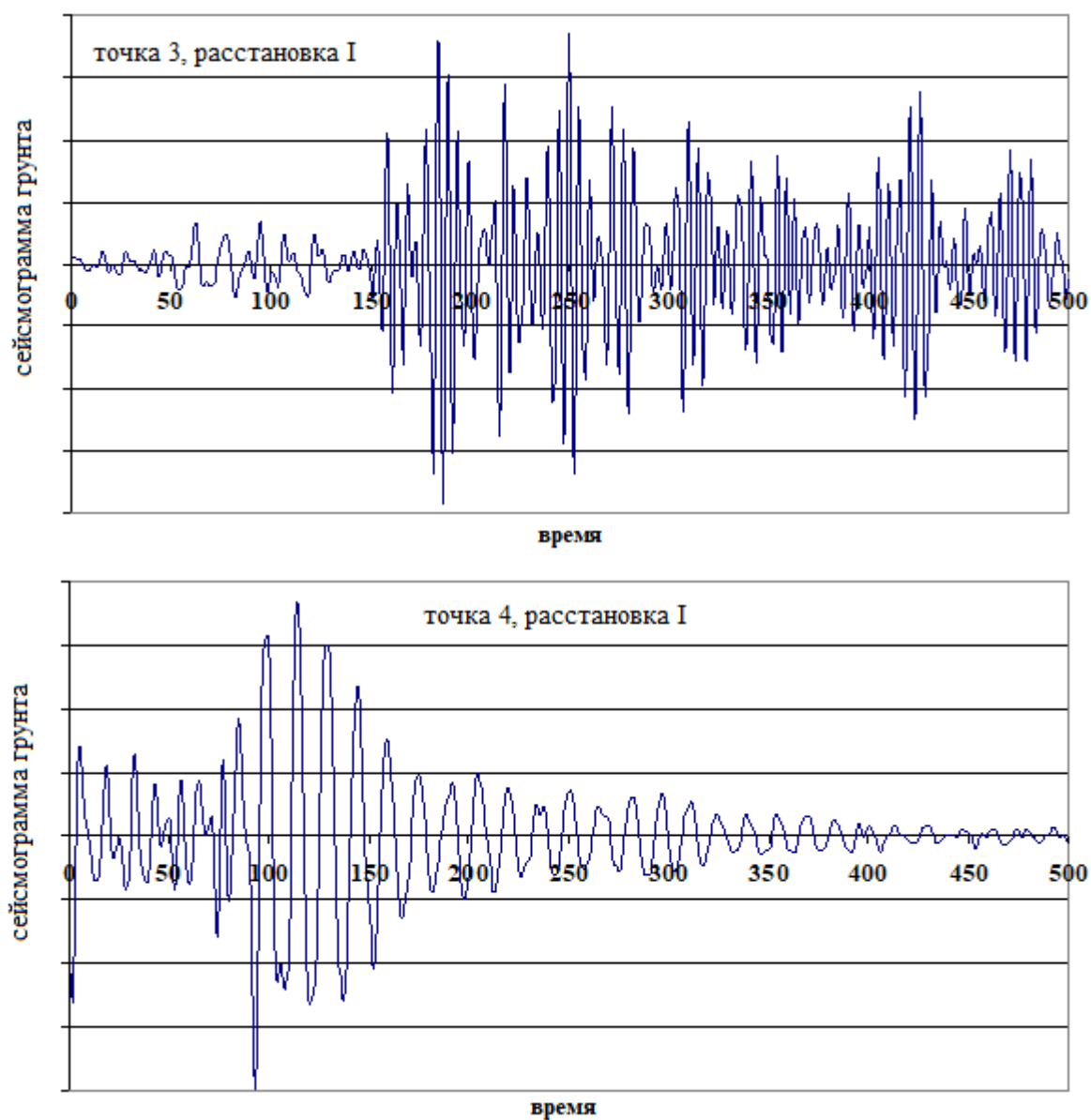
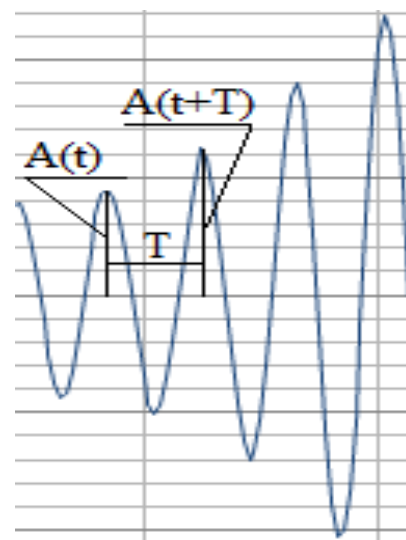


Рис.10. Изменение частотного характера сейсмограмм.

Происходит это вероятно, из – за наличия в районе ПУ А более жестких пород. Для учета этого фактора вся трасса профиля делится на две зоны А и В. По данным геофизических работ, в зоне А обнаружены грунты: риолит – порфириты (малопрочные, сильно трещиноватые, выветрелые и средней прочности, прочные, сильно трещиноватые, средние значения скорости распространения продольных волн и плотности которых соответственно равны: $V_p = 680\text{м/с}$, $\rho = 2,35\text{г/см}^3$; $V_p = 1200\text{м/с}$, $\rho = 2,53\text{г/см}^3$). В зоне В обнаружены грунты: риолит – порфириты (малопрочные, сильно трещиноватые, выветрелые и средней прочности, прочные, сильно трещиноватые, средние значения скорости распространения продольных волн и плотности которых соответственно равны: $V_p = 558\text{м/с}$, $\rho = 2,35\text{г/см}^3$, $V_p = 806\text{м/с}$, $\rho = 2,53\text{г/см}^3$).

Значения преобладающих частот определялись по спектрам Фурье, что считается более надежным, чем определение их визуально или путем последовательных промеров. Преобразования Фурье трансформируют функции времени в функции частоты, содержащие информацию об амплитуде и фазе. Затухание спектров сейсмограмм обуславливается расхождением сейсмических волн с увеличением расстояния, поглощением их средой и рассеиванием на различных неоднородностях, встречающихся на пути распространения сейсмического сигнала. Ослабление амплитуды поглощаемой волны на конечном пути пробега длиной r описывается формулой: $\alpha(r) = \alpha_0 e^{-\alpha(\omega)r}$, где α_0 – начальная амплитуда колебаний, $\alpha(\omega)$ – коэффициент поглощения [1]. Коэффициент поглощения

рассчитывают по формуле: $\alpha(\omega) = \sqrt{\frac{\vartheta^2}{(4\pi^2 + \vartheta^2)}}$, где декремент поглощения равен: $\vartheta = \frac{A(t)}{A(t+T)}$ [13].



Математически распространение сейсмической волны является некой функцией $f(x)$, заданной на некотором отрезке. Такую функцию можно представить в виде суммы гармонических функций (синусоид или косинусоид). Представим функцию f с периодом T в виде ряда Фурье:

$$f(x) = \frac{A_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} \alpha_k \cos\left(k \frac{2\pi}{T} x + \theta_k\right),$$

где k – номер гармонической составляющей, α_k – амплитуда k – го гармонического колебания, θ_k – начальная фаза k – го колебания. Представив функцию в виде суммы ряда Фурье, и сложив значения гармонических колебаний в каждой точке, получим значение функции в этой точке.

Для получения спектров Фурье, аналоговая сейсмограмма переводится в цифровую с помощью компьютерной программы «Сейсмолог» (рис.11). Построение дискретного спектра выполняется в электронной таблице Excel. Для построения спектра необходимо иметь числовой массив с равномерной временной дискретной оцифровкой, с шагом $\Delta t = 0,005$ сек в количестве 2^n значений, где n – любое целое число, (т.е. в количестве 8, 16, 32, 64, 128, 256 и т.д. величин).

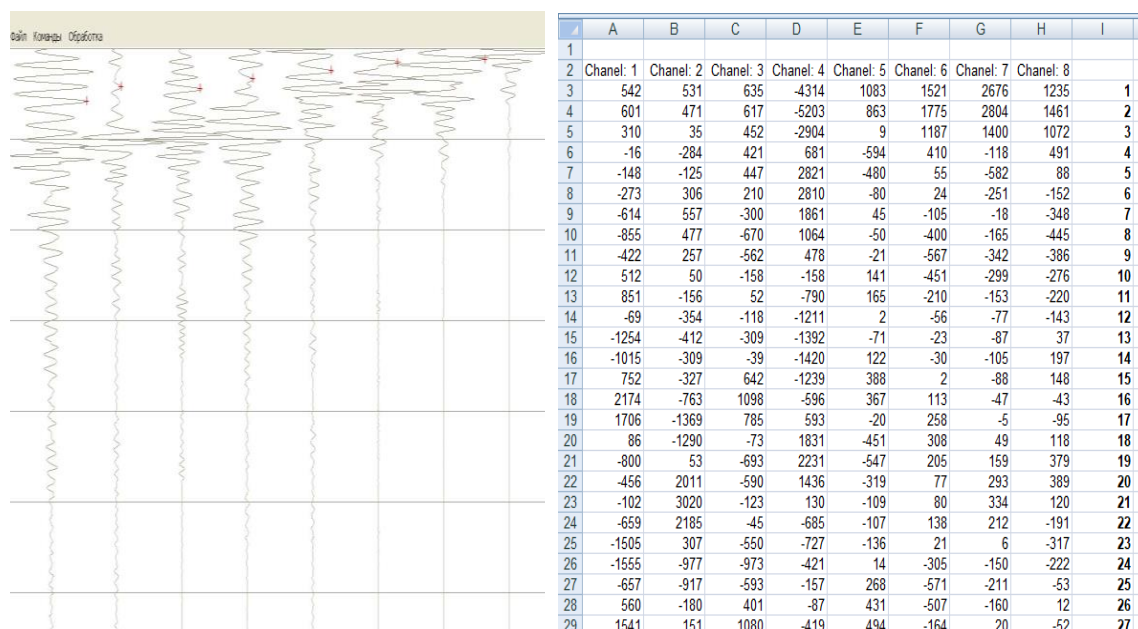


Рис.11. Пример аналоговой и цифровой записи сейсмограмм.

Рассмотрим анализ Фурье по 128 ординатам для точки 3 и 4. В ячейки первого столбца заносятся порядковые номера ординат регистрации, в

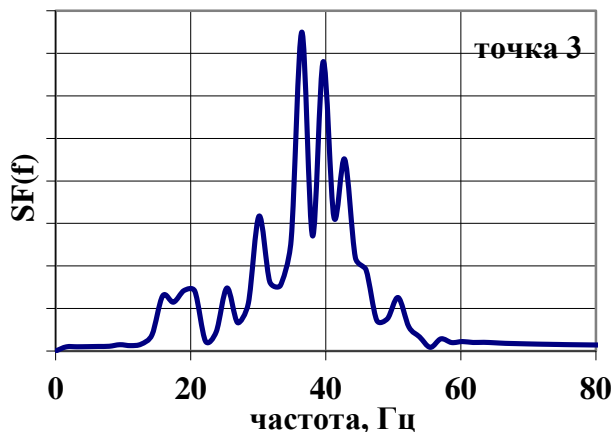
ячейки следующего столбца – соответствующие им значения ординат, и производится центровка массива, т.е находится сумма всех ординат и делится на количество ординат. В результате получается центрирующая поправка, на которую суммируются все ординаты столбца второго, и заносятся в третий столбец. Далее с использованием функции «Анализ Фурье», производится расчет, результаты которого заносятся в четвертый столбец. В ячейки пятого столбца заносятся модули получившихся чисел. В ячейках шестого столбца рассчитываются частоты дискретных составляющих спектра, по формуле: $T = (n - 1)\Delta t = 127 \cdot 0.005 = 0.635$ сек. , что соответствует частоте 1,585 Гц. (Рис.12).

	A	B	C	D	E	F	G
10		Chanel: 3	f=1,585Гц		модуль	частота	
11	1	-2233	-2270,2	-0,60000000002492	0	0,0	
12	2	-2641	-2678,2	4848,02091828244-258,841114249258i	4854,9	1,6	
13	3	-600	-637,2	4903,53997794691-533,639956549836i	4932,5	3,2	
14	4	1980	1942,8	5019,16380466045-843,041929154508i	5089,5	4,8	
15	5	1012	974,8	5158,54828633663-1271,90557820941i	5313,0	6,3	
16	6	-3666	-3703,2	5218,1323165156-1763,80729576345i	5508,2	7,9	
17	7	-5312	-5349,2	5565,03341249353-4834,16607091429i	7371,5	9,5	
18	8	1473	1435,8	3966,1484764917-4854,97400471766i	6269,1	11,1	
19	9	10557	10519,8	809,504956615135+8077,08442120521i	8117,5	12,7	
20	10	9711	9673,8	-9164,88476038912-16642,9368245617i	18999,5	14,3	
21	11	-1991	-2028,2	-51266,112582516+39765,0459695523i	64880,5	15,9	
22	12	-10444	-10481,2	16596,8867588932+54917,2361725832i	57370,4	17,4	
23	13	-5361	-5398,2	-66538,554775215-25156,5616765266i	71135,3	19,0	
24	14	4710	4672,8	57707,6049341389+40129,346579242i	70288,9	20,6	
25	15	4881	4843,8	273,089680938309-11441,0139973626i	11444,3	22,2	
26	16	-4144	-4181,2	21118,8983675808-7702,13872815393i	22479,6	23,8	
27	17	-8105	-8142,2	9953,66972188681-73334,9965263215i	74007,4	25,4	
28	18	-1238	-1275,2	-671,379062971169-33238,4981523326i	33245,3	26,9	
29	19	6274	6236,8	54627,0290340631-12133,8123655915i	55958,4	28,5	
30	20	5170	5132,8	155126,663453709+32910,1015001732i	158579,2	30,1	
31	21	-139	-176,2	-9616,57295854616-80886,4083263093i	81456,1	31,7	
32	22	-1053	-1090,2	-23671,1201598642-73357,8759437262i	77082,4	33,3	
33	23	1856	1818,8	-129718,318294232+11985,2993507581i	130270,8	34,9	

	J	K	L	M	N
	Chanel: 4	f=1,585Гц		модуль	частота
1	46	16,4	1,19999999997344	0	0
2	-1023	-1052,6	3127,94394648464-141,042728103542i	3131,1	1,6
3	-1723	-1752,6	3295,4033560845-294,728987735027i	3308,6	3,2
4	-1113	-1142,6	3582,10764603566-497,935288727356i	3616,6	4,8
5	519	489,4	4085,19957634462-817,750911604474i	4166,2	6,3
6	1745	1715,4	4965,90502127181-1469,26975430011i	5178,7	7,9
7	1562	1532,4	6144,76840883724-5530,61905899243i	8267,2	9,5
8	393	363,4	-26381,5369794801-32,5449325175896i	26381,6	11,1
9	-719	-748,6	183890,918600865+76379,2830831105i	199122,2	12,7
10	-1323	-1352,6	-187048,901647011+766,169577393544i	187050,5	14,3
11	-1511	-1540,6	27076,0588540521+12924,598368592i	30002,6	15,9
12	-1224	-1253,6	9803,66154351412-35601,6436394251i	36926,8	17,4
13	-299	-328,6	-43805,5873449989-16395,2418821923i	46773,2	19,0
14	945	915,4	-25282,3406537492+39061,2099853822i	46529,3	20,6
15	1752	1722,4	18807,3870919996+7719,48050231124i	20330,0	22,2
16	1664	1634,4	-24873,5071769174-5945,62166314163i	25574,2	23,8
17	932	902,4	16211,5944699929+14898,4998821152i	22017,7	25,4
18	196	166,4	-19457,2358394328-6593,18715939468i	20544,0	26,9
19	-1	-30,6	4906,83370461884+30639,9032184139i	31030,3	28,5
20	380	350,4	13297,2349147858+16060,9796508335i	20851,2	30,1
21	629	599,4	24275,8294983659-7161,06486720849i	25310,0	31,7
22	-254	-283,6	-11007,2819050575-17344,3476253348i	20542,3	33,3

Рис.12. Пример расчета в Excel.

Получив все необходимые значения строится дискретный график спектра Фурье по 128 ординатам (рис.13).



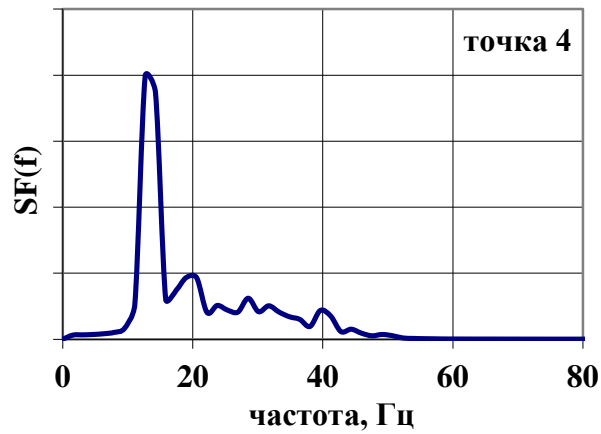
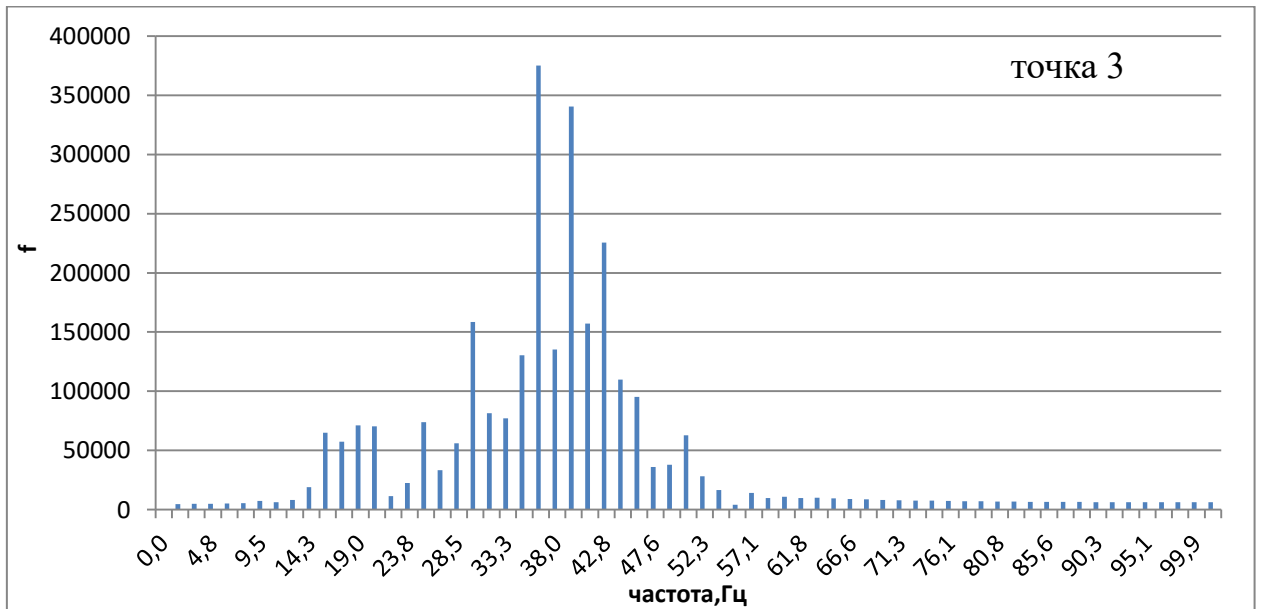


Рис.13. Изменение частотного характера сейсмограмм, генерированных при геофизических работах деформационных волн по профилю.

Частотный анализ полевых наблюдений показал, что спектры по всем точкам измерения имеют узкополосный характер при наличии преобладающих энергонесущих частотных составляющих в диапазонах 30 – 49 Гц (0,02 – 0,03 сек) и 12 – 20 Гц (0,05 – 0,08 сек) . Точные значения частот можно выявить на гистограмме энергонесущих частот (рис.14), для точки 3 наибольший скачок частоты зафиксирован при частоте 36,5 Гц, а для точки 4 – 12,68 Гц.



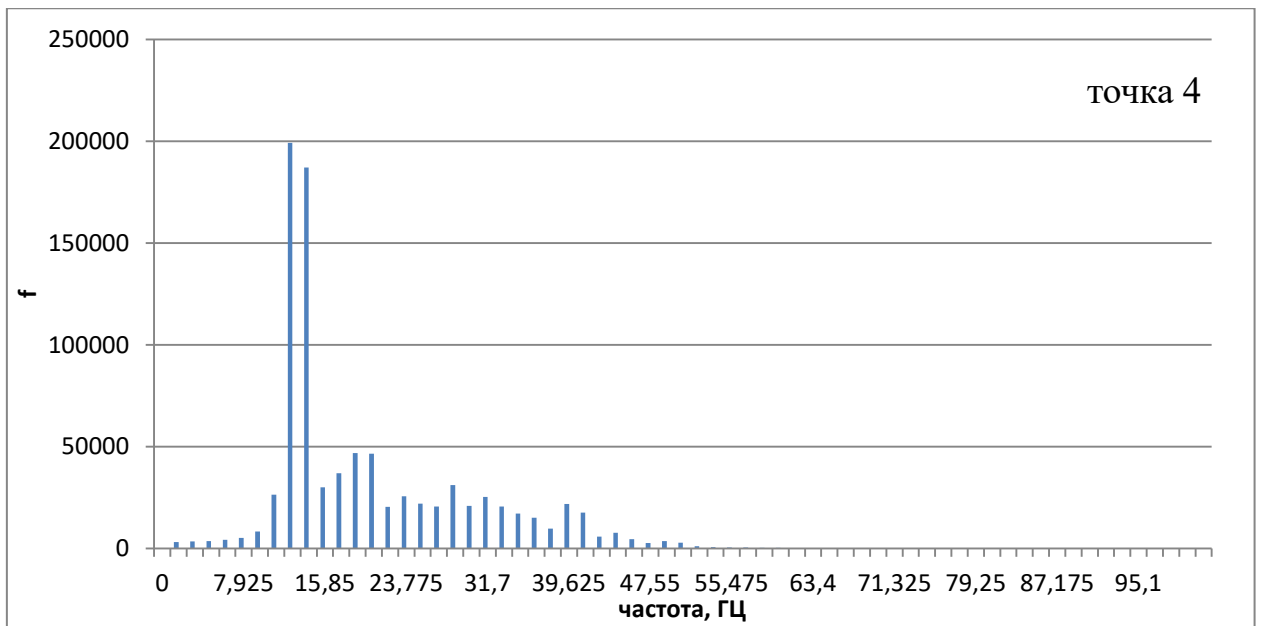


Рис.14. Гистограммы несущих частот деформационных волн.

Исходя из дискретного энергетического спектра (рис.15), периоды достаточно отстроены от резонансной зоны нормативного диапазона оценки резонансной добавки $\Delta J_{рез}$ (0,1 – 0,6 сек), что означает что она равна 0. Для компенсации возможных погрешностей, которые могут возникнуть в связи с выбранным методом уточнения сейсмичности, с запасом в безопасную сторону принимается $\Delta J_p = 0,1$ балла. Уточненная сейсмическая интенсивность площадки составляет $J_p = 6$ баллов по шкале MSK.

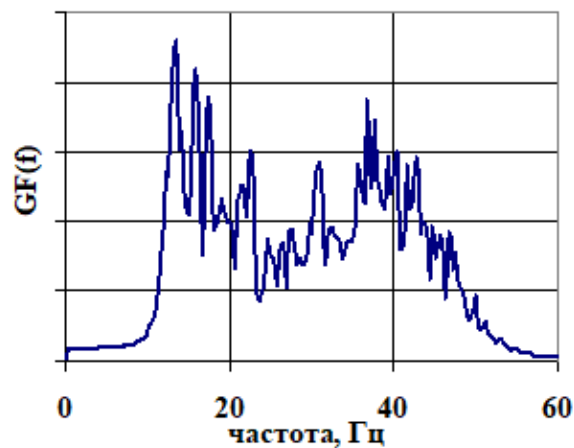


Рис.15. Обобщенный энергетический спектр гармоник, составляющих сейсмическую деформационную волну.

Затухание спектров сейсмограмм обуславливается расхождением сейсмических волн с увеличением расстояния и их поглощением.

Поглощение высокочастотных составляющих спектра сейсмических колебаний приводит к постепенному снижению видимой частоты наблюдаемых волн по мере их удаления от источника. Характер поглощения сейсмических волн зависит от коэффициента поглощения и декремента затухания волны.

Название грунта	Плотность, г/см ³	Мощность, м	Скорость, м/с
насыпной грунт	1,90	4,9	300
суглинок с дресвяно – твердыми включениями	1,80	5,0	450

Таблица 3. Характеристики грунта для сейсмоприемника №3.

Для сейсмоприемника №3 декремент затухания равен $\vartheta = \frac{A(t)}{A(t+T)} = 0,5$

и коэффициент поглощения $\alpha(\omega) = \sqrt{\frac{\vartheta^2}{(4\pi^2 + \vartheta^2)}} = 0,07$.

Название грунта	Плотность, г/см ³	Мощность, м	Скорость, м/с
насыпной грунт	1,90	1,4	300
щебенисто – дресвяный грунт с супесчано – суглинистым заполнением	2,00	0,6	600
риолит – порфириты малой прочности, сильно трещиноватые, выветрелые	2,35	8,0	558

Таблица 4. Характеристики грунта для сейсмоприемника №4.

Для сейсмоприемника №4 декремент затухания равен $\vartheta = \frac{A(t)}{A(t+T)} = 0,8$

и коэффициент поглощения $\alpha(\omega) = \sqrt{\frac{\vartheta^2}{(4\pi^2 + \vartheta^2)}} = 0,13$.

В результате в выветрелых, трещиноватых грунтах волна затухает быстрее, чем в более твердых.

2.3. Статистическая оценка сейсмической интенсивности рассматриваемой территории.

Анализ проведенных методов уточнения сейсмической интенсивности и данных геофизических наблюдений, позволяют дать оценку сейсмической интенсивности обследуемой территории.

В связи с малым количеством геофизических наблюдений необходимо дать оценку средней уточненной сейсмичности площадки с помощью оценки основных параметров распределения, которые оцениваются по малой выборке.

Для рассматриваемой территории необходимо оценить с точностью 95% уточненную сейсмическую интенсивность, с помощью построения доверительного интервала. Величина критерия $t = \sqrt{n-1} \left(\frac{\bar{x}-v}{s} \right)$ распределяется по закону Стьюдента с $(n-1)$ степенями свободы. Доверительный интервал: $\left(\bar{x} - t_{5,7} \frac{s}{\sqrt{n-1}} < J < \bar{x} + t_{5,7} \frac{s}{\sqrt{n-1}} \right)$. В результате выполнения геофизических наблюдений для каждой из пробуренных скважин была определена уточненная сейсмическая интенсивность в баллах по шкале MSK – 64, и найдено среднее значение $\bar{x} = 5,79$, стандартное отклонение $s = 0,37$, количество пробуренных скважин $n = 8$.

При $q = 5\%$ и числе степеней свободы $k = n - 1 = 7$, по таблице Стьюдента $t_{5,7} = 2,365$. Тогда: $t = t_{5,7} \frac{s}{\sqrt{n-1}} = 2,365 \frac{0,37}{\sqrt{7}} = 0,33$. Следовательно оценка сейсмической интенсивности $J < 6,12$ балла.

Проанализировав методы уточнения сейсмической интенсивности и дав оценку уточненной сейсмичности территории, можно сделать вывод, что полученный балл сейсмической интенсивности является приемлемым для строительства многоэтажного дома, так как на территории Приморского края сейсмическая интенсивность не должна превышать 7 баллов по шкале MSK – 64. Так же каких – либо опасных процессов в грунте установлено не было. Но не стоит исключать возможности при продолжении строительных работ

накопления в грунте и эксплуатирующихся сооружений усталостных явлений, для своевременного выявления которых целесообразен регулярный мониторинг.

Заключение.

В данной работе была проанализирована математическая модель распространения сейсмических волн в поглощающих средах в зависимости от их физико – механических свойств.

Рассмотрены основы методов получения и обработки сейсморазведочных данных с использованием компьютерных программ по результатам сейсмического зондирования.

Для конкретной территории, по предоставленным данным, было проведено уточнение сейсмической интенсивности расчетным методом, а так же произведена ее оценка методами статистики.

Так же были изучены основы спектрального анализа и способы определения преобладающих частот при обработке сейсмограмм.

Литература.

1. Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич. Сейсморазведка. Издательство АИС Тверь 2006 г. – 744с.
2. М.М. Филоненко – Бородич. Теория упругости. ГИФМЛ. Москва 1960 г. – 364с.
3. В.В. Болотин. Вибрации в технике: Справочник. В 6-ти т. / Ред. совет: В. Н. Челомей (пред.). — М.: Машиностроение, 1978 — Т.1. Колебания линейных систем/Под ред. В. В. Болотина. 1978. – 352с.
4. Г.С. Писаренко, Н.С Можаровский. Уравнения и краевые задачи теории пластичности и ползучести. Киев: Наук. думка, 1987 – 496с.
5. А.И. Лурье. Теория упругости. — М.: Наука, 1970. — 940 с.
6. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. – М: Госстрой СССР, 1985. - 73с.
7. Е.В. Бодякин. Разработка элементов автоматизации сейсмического микрорайонирования с использованием ГИС технологий. Молодой ученый, 2015 – №11 – 19с.
8. Штейнберг В.В. и др. Методы оценки сейсмических воздействий (пособие). В кн.: Задание сейсмических воздействий. – М.: Наука, 1993. – с.5 – 94.
9. Медведев С.В. и др. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений. В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. – М.: Наука, 1975. – с.11 – 40.
10. Строительные нормы и правила (СНиП II-7-81): Строительство в сейсмических районах. – М: Стройиздат, 1981. – 54с.

11. РСН 60–86. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое районирование. Нормы производства работ. – М.: Госстрой РСФСР, 1986. – 33с.
12. РСН 66–87. Инженерные изыскания для строительства. Технические требования к производству геофизических работ. – М.: Госстрой РСФСР, 1988. – 33с.
13. ГОСТ Р 56353 – 2015 Грунты. Методы лабораторного определения динамических свойств дисперсных грунтов.



Инженерная школа

Кафедра механики и математического моделирования

ОТЗЫВ РУКОВОДИТЕЛЯ

на выпускную квалификационную работу студента Кашаевой Марины Валерьевны

направление подготовки 15.03.03 «Прикладная механика» группа Б3409

Руководитель ВКР ВКР профессор кафедры МиММ Борисов Е.К.

На тему Уточнение сейсмической интенсивности территории на основе анализа распространения упругих волн в поглощающих средах.

Дата защиты ВКР «04» июля 2018 г.

Работа посвящена экспериментальным методам уточнения сейсмичности строительной площадки, необходимым для принятия решения о строительстве здания. В ходе работы изучены методы обработки полученных данных геофизических исследований с помощью расчетов, методов спектрального анализа и статистики. Рассмотрены характеристики грунтов и их влияние на показатели сейсмичности территории.

В ходе выполнения ВКР Кашаева М.В. показала отличные навыки самостоятельной работы с современными вычислительными системами, знание основных методов решения задач механики, умение работать с литературой.

В целом считаю, что Кашаева М.В. достойна присуждения степени бакалавра по направлению подготовки «Прикладная механика» и может быть рекомендована к поступлению в магистратуру. Оценка работы отлично. Процент заимствований составляет 17 %.

Руководитель ВКР

профессор
Уч. степень и звание

«02» июля 2018 г.



Е.К. Борисов
И.О. Фамилия