



Измерение предельно малых низкочастотных сейсмических сигналов

Гик Л.Д., институт геофизики СО РАН, г. Новосибирск

ИННОВАЦИИ ПРИБОРЫ И СИСТЕМЫ

При решении некоторых задач сейсмики возникает необходимость измерения низкочастотных сигналов предельно малой величины. С этим, в частности, приходится сталкиваться при проверке гипотезы возникновения сейсмической эмиссии под действием возрастания напряжения горных пород до уровня близкого к разрушению. Известны предположения о том, что в процессе нарастания напряжений возможна генерация именно низкочастотных колебательных движений. Подобная задача возникает при поиске энергетически оптимальных условий сейсмического зондирования геологической среды, а также в ряде других случаев.

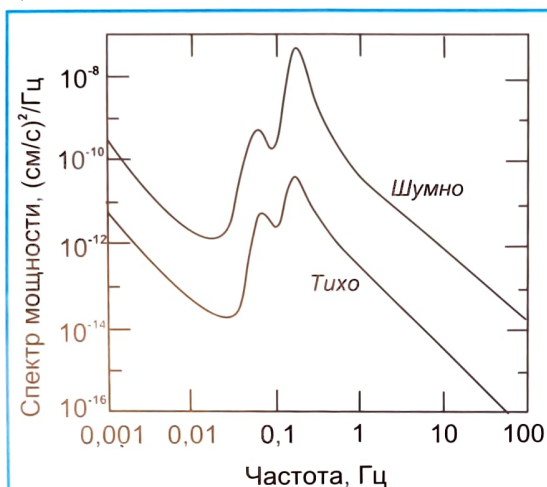


Рис. 1 Результаты исследования спектральной плотности колебательной скорости микросейсмического сигнала

В аппаратном плане задача измерения предельно малых сейсмических сигналов сводится к созданию прибора, обладающего порогом чувствительности близким к уровню микросейсмического шума. Оценить величину последнего позволяют приведенные на рис. 1 результаты исследования спектральной плотности колебательной скорости микросейсмического сигнала [1]. Приведенные зависимости можно приближенно выразить соотношением:

$$s_w = \partial(u')^2 / \partial f = k_w / f^2 \quad (1)$$

Здесь k_w - размерный коэффициент $k_{w,1} \sim 10^{-13} - 10^{-11}$ (см/с)² в диапазоне инфранизких частот $f < 0.03$ Гц и $k_{w,2} \sim 10^{-9} - 10^{-7}$ (см/с)² в диапазоне низких и средних частот $f > 0.3$ Гц. Нижние цифры коэффициента k_w соответствуют "тихому", а верхние "шумному" состоянию геоакустической среды. В промежуточном диапазоне частот $f = 0.03 - 0.3$ Гц коэффициент k_w имеет среднее (возрастающее с ростом частоты) значение.

То, что спектр мощности микросейсмических шумов на инфранизких частотах имеет величину на четыре порядка меньшую, чем на низких и средних частотах, объясняет причину попыток использования именно максимально низкочастотных сигналов в качестве индикаторов напряженного состояния горных пород. Это означало бы

принципиальную возможность улавливать сигналы сейсмической эмиссии, имеющие на два порядка меньшую амплитуду. Причина генерации сигналов именно низких частот при этом объясняется тем, что на начальной стадии процесс разрушения может развиваться весьма медленно.

Используя выражение (1), можно оценить среднеквадратическую величину амплитуды микросейсмического шума. Так, в некоторой полосе частот Δf величину колебательной скорости шума можно выразить как $\sigma_w = \sqrt{s_w \Delta f}$. При использовании аналоговых фильтров полоса частот Δf воспринимаемых сигналов обычно оказывается пропорциональной средней частоте регистрируемого тона. Для колебательной скорости $\Delta f = k_f f$. Здесь k_f - коэффициент, являющийся октавным выражением частотной полосы. Таким образом, среднеквадратическая величина колебательной скорости микросейсмического шума может быть выражена как $\sigma_w = \sqrt{k_w k_f / f}$. Количественные оценки показывают, что в "сейсморазведочном" диапазоне частот колебательная скорость микросейсмического сигнала имеет величину $\sigma_w = \sqrt{s_w [f \sim 10 \text{ Гц}, \Delta f \sim 5 \text{ Гц}]} \sim 4 \cdot 10^{-9}$ м/с. По порядку величины данная цифра соответствует экспериментальным данным сейсмологии, что является подтверждением правильности подобной методики расчета микросейсмических шумов. Поскольку применение электродинамических сейсмодатчиков в сочетании с электронными усилителями позволяет реализовать достаточную чувствительность для измерения сейсмических сигналов на фоне микросейсмических шумов, то задачу измерения предельно малых сейсмических сигналов в диапазоне средних частот ($f > 0.3$ Гц) можно считать в принципе решенной.

Существенно иная ситуация имеет место в диапазоне инфранизких частот ($f < 0.03$ Гц). Здесь полоса фильтрации обычно реализуется не аналоговыми, а компьютерными средствами. В соответствии с этим временной интервал измерения $T_{\text{изм}}$, определяющий частотную полосу пропускания $\Delta f = 1/T_{\text{изм}}$, чаще всего оказывается постоянной величиной $\Delta f [f < 0.03 \text{ Гц}] = f_0 = \text{const}$. В соответствии с этим среднеквадратическая величина ускорения становится равной $\sigma_w = 2\pi \sqrt{k_w f_0}$. В частности, при $f_0 = 0.01$ Гц имеем $\sigma_w \sim 2 \cdot 10^{-11}$ м/с². В результате задача изучения микросейсмического шума сводится к измерению очень низкочастотных (практически статических) ускорений величиной $\sigma_w \sim 0.002 \cdot 10^{-9}$ g. Работы в области измерения сейсмических сигналов, имеющих столь малые ускорения, мало известны. Так, приливные гравиметры, которые можно считать приборами наиболее близкими к решению данной задачи, обладают чувствительностью на три порядка меньше требуемой величины. По-видимому, именно этот факт является причиной отсутствия соответствующей информации и возникновения различных гипотез. Попробуем обсудить возможный путь решения

данной задачи.

Рассмотрим условия решения такой задачи на основе использования инфра- низкочастотного сейсмографа в сочетании с высоко чувствительным электромеханическим преобразователем перемещений. Примем за основу использование в качестве датчика ускорения низкочастотного сейсмографа, имеющего собственный период колебаний $T_{\text{сн}} (\text{с}) \sim 10$ с. Снижение собственной частоты сейсмографа менее этой величины приводит к значительному ухудшению его эксплуатационных характеристик. Используя известные соотношения теории сейсмометрии [2], получаем выражение, связывающее выходную $u_{\text{сн}}$ и входную $u_{\text{вх}}$ величины сейсмографа: $u_{\text{сн}} = u_{\text{вх}} \cdot (T_{\text{сн}}/2\pi)^2$. При измерении минимально возможных сигналов $u_{\text{сн}} = u_{\text{мин}}$, имеющих уровень близкий к величине микросейсмического шума $\sigma_{\text{ш}} = 2 \cdot 10^{-11} \text{ мс}^{-2}$, необходим преобразователь перемещений с порогом чувствительности $u_{\text{мин}} = 5 \cdot 10^{-11} \text{ м}$. В противном случае для измерения малых инфра-низкочастотных ускорений придется довольствоваться более грубым прибором, определяемым условием $\sigma_{\text{ш}, \text{мин}} = u_{\text{мин}} \cdot (2\pi/T_{\text{сн}})^2$.

Построение столь высокочувствительных преобразователей перемещений связано с трудностями. Так, датчики с оптическими интерференционными преобразователями способны обеспечить высокую надежность измерения, если величина измеряемого перемещения по порядку величины превышает четверть длины волны $u_{\text{мин}} > \lambda/4 \sim 10^{-8} \text{ м}$, что оказывается более, чем на два порядка хуже требуемой величины. Порог чувствительности используемых в широкой практике параметрических (емкостных и индуктивных) электромеханических преобразователей чаще всего по порядку величины указывается приблизительно таким же. Однако в последнем случае ограничение порога чувствительности связано не с принципиальными физическими факторами, а с технологическими трудностями. По нашему мнению, наиболее перспективным является поиск решения задачи на пути оптимизации чувствительности именно емкостных преобразователей.

Попытка двигаться в этом направлении привела к следующим результатам. Условие, определяющее порог чувствительности датчика перемещения, может быть выражено так: $d(Z_{\text{эс}}/u_{\text{мин}}) = (\partial Z_{\text{эс}}/\partial u) \cdot u_{\text{мин}} > Z_{\text{эс}, \text{мин}}$, т.е. приращение электрического параметра преобразователя $d(Z_{\text{эс}})$, вызванное некоторым минимальным перемещением $u_{\text{мин}}$, должно быть больше, чем порог чувствительности электроизмерительного прибора $Z_{\text{эс}, \text{мин}}$. Чувствительность преобразователя $\partial Z_{\text{эс}}/\partial u$ приближенно может быть выражена как $\partial Z_{\text{эс}}/\partial u \sim Z_{\text{эс}, 0}/u_0$. Здесь $Z_{\text{эс}, 0}$ - начальное значение электрического параметра, а u_0 диапазон измерения преобразователя по перемещению. Порог чувствительности электрического измерительного прибора $Z_{\text{эс}, \text{мин}}$ фактически представляет собой абсолютную погрешность измерения по данному параметру $\eta Z_{\text{эс}}$. Здесь η - относительная погрешность измерения, которая при использовании современных высокоточных (обычно мостовых) методов измерения для емкостных преобразователей имеет порядок величины $\eta \sim 10^{-6} - 10^{-5}$, а для индуктивных примерно на порядок грубее. Поэтому порог чувствительности параметрического электро-механического преобразователя перемещения

может быть оценен как $u_{\text{мин}} > \eta Z_{\text{эс}} \cdot u_0/Z_0 \sim \eta u_0$.

Минимальную величину диапазона перемещения чувствительного элемента преобразователя u_0 (у емкостных преобразователей это обычно зазор между обкладками конденсатора) по конструктивным соображениям приходится выбирать не менее некоторой технологически предельной величины $u_{0, \text{мин}} > 0,05 - 0,1 \text{ мм}$ в противном случае резко возрастает вероятность короткого замыкания между обкладками. Поэтому, если полагаться на цифры, близкие к пределу точности приборов широкого применения, то можно сделать вывод о том, что достижение желаемой величины порога чувствительности преобразователя перемещения, составляющего $u_{\text{мин}} = 5 \cdot 10^{-11} \text{ м}$, в принципе возможно, хотя и связано с трудностями. Из последнего утверждения автоматически следует, что, если в основу работы аппаратурного комплекса положить 10-секундный сейсмограф, емкостный электромеханический преобразователь перемещения и высокоточный (мостовой) измеритель выходной емкости, то есть основания считать вполне реальной возможность измерения низкочастотного сейсмического сигнала, имеющего величину:

$$\sigma_{\text{ш}} \sim 2 \cdot 10^{-11} \text{ мс}^{-2} = 2 \cdot 10^{-12} \text{ г}.$$

Представляет интерес попытка оценить связь между величиной излученного сейсмического сигнала, имеющего ускорение u'' , и причиной возникновения этого сигнала, выражением чего может быть сила F , определяемая, в свою очередь, интегральным результатом напряженного состояния горных пород по поверхности S , замыкающей некоторый объем геологической среды $F = \int_S (\sigma) ds$. Воспользуемся соотношением [3]: $u(t) = F(t)/(4\pi\rho V^2 R)$, из которого следует, что ускорение излученного сигнала:

$$d^2(u(t))/dt^2 = (4\pi\rho V^2 R)^{-1} d^2(F(t))/dt^2 \quad (2)$$

определяется не самой величиной напряженного состояния горной породы, а его второй производной по времени $d^2(\sigma(t))/dt^2$.

Из этого факта приходится сделать вывод о том, что причиной заметного (по уровню) излучения сейсмической эмиссии не могут быть не только статические, но даже медленно меняющиеся, в том числе и линейно нарастающие напряжения горных пород. По-видимому, причиной форшоковой эмиссии являются эффекты локального разрушения элементов горной породы, включая трещинообразование "хрупких" по природе элементов в местах концентрации локальных напряжений. Поскольку процесс возникновения трещины может носить сравнительно быстрый, скачкообразный характер, то это и может оказаться причиной возникновения сравнительно быстрого импульса сидового воздействия, а значит и появления заметного - превышающего уровень микросейсмического шума сейсмического излучения.

С организацией восприятия предельно малых сигналов низких и инфранизких частот связана и другая важная задача сейсмологии - выбор оптимальной частоты кондирующего сигнала, соответствующей заданной величине силы возбуждающего источника $F(f) \cdot \sin(2\pi f_0 t)$, при которой достигается максимальная дальность кондирования $L_{\text{макс}}$. Если величина возбуждающей силы не зависит от частоты ($F(f) = F_0$), то в обоих диапазонах частот $f < 0,03 \text{ Гц}$ и $f > 0,3 \text{ Гц}$ генерируемое ускорение $u''(L)$ в соответствии с



ИННОВАЦИИ ПРИБОРЫ И СИСТЕМЫ



выражением (2) оказывается пропорциональным квадрату частоты зондирующего сигнала $u''(L) \approx f^2 F_0$. Поэтому наиболее энергетически экономичному варианту зондирования соответствует верхняя граница возможного частотного диапазона. В варианте использования инфранизких частот этому соответствует нижняя граничная частота диапазона $f=0,03$ Гц. В варианте низких и средних частот этому соответствует частота, отвечающая условию малого поглощения $u(Q, f)/u(Q, f=0) \approx \exp(-\pi Q^2 L/\lambda)$. Условие возникновения сильного поглощения может быть выражено как $\pi Q^2 L/\lambda > 1$. Поскольку длина волны $\lambda = V/f$, то верхняя граница частот, отвечающая условию малых поглощений, оказывается равной $f_{\text{max}} = QV/\pi L$. Так, например, при $Q=200$, $V=10$ км/с и $L=10$ км оптимальная величина частоты зондирующего сигнала оказывается равной $f_{\text{max}}=60$ Гц.

Заслуживает внимания вопрос о том, какая частота зондирования оказывается энергетически более выгодной - верхняя граница инфранизко-частотного диапазона $f=0,03$ Гц или нижняя граница низкочастотного $f=0,3$ Гц. Поскольку отношение этих частот составляет один порядок, то отношение генерируемых ускорений составляет два порядка. Такую же величину имеет и отношение микросейсмических шумов на данных частотах. Поэтому с энергетической точки зрения результаты зондирования на данных двух частотах будут равноценны.

Выводы:

1. Нижним пределом величины измеряемых сейсмических сигналов, включая и его инфра-

низкочастотную часть спектра, является уровень микросейсмического шума. Уровень последнего в условии неизменной величины частотной полосы пропускания пропорционален ускорению движения. Для инфранизкочастотной области спектра ($f < 0,03$ Гц) величина этого шума в полосе $\Delta f = 0,01$ Гц составляет $\sigma_w \approx 2 \cdot 10^{-11} \text{ мс}^{-2} = 0,002 \text{ г}$.

2. Прибор, способный измерить столь малые величины ускорений, может быть построен на основе широко используемого в сейсмологической практике сейсмографа с собственным периодом $T_0 = 10$ с, емкостного преобразователя перемещений (с плоским конденсатором, имеющим зазор порядка $u_0 \sim 0,1$ мм) и стандартного высокоточного емкостного моста.

3. Сигнал сейсмической эмиссии пропорционален второй производной по времени от возбуждающей силы и потому не может быть следствием медленно меняющихся напряжений в массиве горных пород.

4. При зондировании геологической среды частотно независимым гармоническим источником постоянной силы максимальная дальность зондирования имеет место на верхней границе возможного частотного диапазона.

Литература.

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т.1 Мир, 1983. 520 с.
2. Гик Л.Д. Измерение вибраций. Новосибирск, Наука, 1972, 202 с.
3. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн/Пузырев Н.Н., Тригубов А.В., Бродов Л.Ю. и др. М.: Недра, 1985. 277 с.

Кафедре геофизики СГУ исполнилось 55 лет

В 2004 г. исполнилось 55 лет кафедре геофизики Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского.

За прошедший период подготовлено более полутора тысяч специалистов, работающих в разных регионах страны и за рубежом. Среди них признанные лидеры производства, науки, образования: лауреаты государственных премий, заслуженные геологи России, доктора, кандидаты наук и профессора. Имена многих из них широко известны: Б.И. Беспятов, Г.И. Барулин, В.Р. Волков, А.И. Горелик, М.М. Дмитриев, П.Ю. Захаров, В.П. Иванкин, А.М. Иванчук, И.А. Кобылкин, С.И. Михеев, А.В. Мичурин, В.В. Тикшаев, Н.Л. Янченко и др.

Что отличает современное состояние кафедры? Прежде всего, внедрение в учебный и научный процессы компьютерных технологий, без которых геофизика немыслима. Более трех лет функционирует вычислительный центр, оснащенный шестнадцатью РС "Pentium-4", внедрена цифровая сейсмостанция, цифровой магнитометр. Обучает студентов высококвалифицированный коллектив преподавателей, все имеют ученые степени: 2 доктора наук (профессора) и 8 кандидатов (доценты). За последние пять лет кафедрой опубликовано 7 учебных пособий, 50 научных статей, 2 монографии. Научная работа ведется в тесной связи с НИИ геологии СГУ, создан научно-образовательный комплекс (НОК), в который входят геологический колледж и геологические музеи факультета.

Постоянная спонсорская помощь кафедре со стороны ОАО "Саратовнефтегеофизика" (генеральный директор А.В. Мичурин), Саратовской геофизической экспедиции (начальник В.Н. Денисов), Саратовского отделения Евро-Азиатского геофизического общества (председатель П.А. Турлов).

Между тем имеются и серьезные проблемы. Остается мизерной зарплата преподавателей, поэтому обостряется кадровая проблема - средний возраст преподавателей приближается к 60 годам; соискателей докторских диссертаций нет. Учебная литература стареет. Продолжается чехарда с государственным образовательным стандартом. Оставляют желать лучшего лабораторная база, оснащение новой аппаратурой учебных практик и многое другое.

Тем не менее кафедра жива, энергично действует и является ведущей на геологическом факультете.

Подготовке геофизиков придается большое значение, они должны иметь широкий кругозор мышления, решать сложные задачи науки и производства и, в полной мере обладая современной методологией научного познания, играть "первую" скрипку в геологии.

**Зав. Кафедрой геофизики СГУ,
Профессор, заслуженный геолог РФ,
Член ЕАГО**

Ю.П. Конценбин