

экспоненциальной функции аппроксимации. Это объясняется тем, что для второй метрики нормированный фазовый портрет полностью лежит на прямой, проходящей через начало координат, т.е. в этом случае можно говорить о длине фазового портрета, а не о его площади. В связи с этим обстоятельством требуется проведение дополнительных исследований условий применения второй метрики.

Литература

1. Стаханов И.П., Пащенко В.П., Физические основы термоэмиссионного преобразования энергии – М.: Атомиздат, 1973. – 374 с.

2. Бакшт Ф.Г., Дюжев Г.А., Термоэмиссионные преобразователи и низко-температурная плазма – М.: Наука, 1973. – 480 с.

3. Зимин В.П. Развитие метода фазовой плоскости для анализа решений краевых задач // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 2. – С. 17–21.

4. Низковольтная дуга в термоэмиссионных преобразователях. / Ф.Г. Бакшт, Г.А. Дюжев, И.Л. Коробова и др. // ЖТФ. – 1968. – Т. 38. – Вып. 7. – С. 1075–1094.

5. Аппроксимация параметров цезиевой плазмы в дуговом режиме ТЭП/ Пискунова Т.А., Зимин В.П./Ресурсоэффективным технологиям - энергию и энтузиазм молодых [Электронный ресурс] - 2013 г. /НИ ТПУ.— [С. 50-54].

ТЕХНОЛОГИЯ ПОСТРОЕНИЯ ПЛАСТОВОЙ МОДЕЛИ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ВСП

Поданёва Д.С.

Научный руководитель: Степанов Д.Ю.
Томский политехнический университет
634050, Россия, г. Томск, пр-т Ленина, 30
E-mail: dariapodaneva@gmail.com

Сейсмическая разведка является ведущим методом геофизических исследований земной коры. Общая задача сейморазведки – восстановление параметров среды, кроме того, важно определить вещественный состав среды. Одним из важнейших этапов работы с полученными при помощи сейморазведки данными является их интерпретация. Интерпретация данных ВСП включает в себя такие этапы, как построение скоростной модели среды, стратиграфическая привязка отраженных волн и изучение околоскважинного пространства.

При построении скоростной модели решается задача построения пластовой модели среды, на базе которой далее решается задача распространения волн в этой среде. Обычно для решения этой задачи используются только кинематические характеристики, и она решается в лучевом приближении [1]. В данной работе рассмотрена проблема построения пластовой модели и модели распространения волн на основе кинематических и динамических характеристик среды и волновых полей по данным вертикального сейсмического профилирования и метода общей глубинной точки.

Пластовая модель среды, построенная по данным ВСП, включает в себя информацию о положении и геометрии отражающих границ, скорости продольной и поперечной волн в слоях и плотности пород. Пластовая модель обычно используется при синтезировании трасс при помощи интеграла свертки, причем сверточная модель предполагает постоянство формы отраженных волн. Однако, форма и падающих волн, и отраженных волн изменяется при прохождении через реальные среды, неся информацию об их поглощающих и отражающих свойствах.

Решением прямой задачи сейморазведки, связывающим кинематические характеристики среды и динамические характеристики отраженных волн по такой модели является сверточная модель [2]:

$$Y(t) = h(t) * S(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) \cdot S(t - \tau) d\tau,$$

где $S(t)$ – сигнал источника, $Y(t)$ – синтетическая сейсмическая трасса, а $h(t)$ – импульсная сеймограмма [4]. Если используется пластовая модель среды, то

$$h(t) = \sum_i k_i \delta(t - t_i),$$

а $Y(t)$ примет вид:

$$Y(t) = \sum_i k_i S(t - t_i). \quad (1)$$

Импульсная характеристика среды определяется последовательностью коэффициентов отражения от границ раздела двух сред:

$$k_i = \frac{\gamma_{i+1} - \gamma_i}{\gamma_{i+1} + \gamma_i},$$

где $\gamma = \rho \cdot V$ – акустическая жесткость среды, равная произведению плотности пласта ρ на скорость V .

Исходными данными к построению пластовой модели среды являются кабельные глубины h_n и годограф волны (вертикальное время пробега волны от поверхности до заданной глубины) t_n , $n = 1, \dots, N$, где N – количество точек приема.

Построение пластовой модели необходимо начать с определения границ пластов. Известно, что при постоянной скорости внутри пласта годо-

граф описывается уравнением первого порядка. Поэтому целесообразно воспользоваться кусочно-линейной аппроксимацией, в результате которой границы прямолинейности годографа составят границы пластов:

$$t_g(h) = \begin{cases} a_1 h + b_1, h \in [H_1, H_2] \\ a_2 h + b_2, h \in [H_2, H_3] \\ \dots \\ a_N h + b_N, h \in [H_{M-1}, H_M] \end{cases},$$

где H_i – кровля i -го пласта, а H_{i+1} – подошва, a_i и b_i – коэффициенты линейных уравнений. Условия аппроксимации: $t_g(H_i) = t_n$, если $H_i = h_n$; $|t_g(H_i) - t_n| \leq \varepsilon$, если $H_i \neq h_n$, где ε – параметр аппроксимации, характеризующий ошибку оценивания t_n .

Полученная синтетическая сейсмическая трасса сравнивается с эталонной трассой (данные наземных наблюдений, либо трасса коридорного суммирования). Сравнение реальной и синтетической трассы позволяет делать заключение о близости реальной геологической среды и выбранной модели. Задача построения пластовой модели среды может быть сформулирована как нахождение границ пластов H_{i-1} и H_i и выбор среди множества пластовых моделей той, которая бы обеспечивала минимум расхождения результатов свертки и реальных материалов.

Для оценки эффективности построенной модели, используем коэффициент корреляции реальной и синтетической сейсмической трассы. Для более наглядного сравнения, коэффициент корреляции вычисляется в некотором скользящем временном окне, что позволяет судить о подобии трасс на отдельных промежутках. Назовем такую функцию функцией подобия.

По данным ВСП легко получить форму прямой продольной волны, но форму отраженных волн оценить по сейсмограмме ВСП проблематично из-за существенной интерференции волн. Для разрешения интерферирующих волн можно применить различные процедуры, опирающиеся на различие кинематических параметров падающих и отраженных волн, различие частотного состава продольных и поперечных волн и т.п. Однако такие процедуры не могут разрешить интерферирующие волны одного вида.

Так как форма волны меняется с глубиной, то выражение (1) примет вид:

$$Y(t) = \sum_i k_i S_i(t - t_i),$$

где $S_i(t)$ – форма отраженной волны в i -ом пласте.

В качестве формы импульса для расчета сейсмической трассы можно использовать различные виды импульсов, например автокорреляционную функцию трассы коридорного суммирования

ВСП, автокорреляционную функцию трассы МОГТ, аналитический импульс, форму импульса, полученную по данным ВСП.

При известной форме прямой продольной волны $S^p(t)$, зарегистрированной на соответствующей времени t_i глубине, можно предположить, что в процессе отражения амплитудный спектр волны, отраженной от данной глубины, не претерпевает существенных изменений. Фазовый спектр в идеальных условиях должен получить сдвиг на $\frac{\pi}{2}$. Однако, как показали исследования

на реальных материалах, отличие фазового спектра падающей и отраженной волны носит нелинейный характер. Нужна такая оценка формы отраженной волны, которая бы минимальным образом отличалась от реальной. Предположим, что на интервале $[t_i; t_i + T]$ отраженная волна не интерферирует и ее амплитудный спектр можно считать аналогичным спектру падающей волны, а фазовый спектр измененным на некоторую величину $\Delta\varphi(f)$. Тогда оценку формы прямой продольной волны $\hat{S}_{pp}(f)$ можно представить в виде:

$$\hat{S}_{pp}(f) = |S^p(f)| e^{-j[\varphi_p(f) + \Delta\varphi(f)]}. \quad (2)$$

Учитывая, что согласно предположению $|Y(f)| = |S^p(f)|$, найдем минимум выражения:

$$\begin{aligned} & \int_{t_0}^{t_0+T} |\hat{S}(t+t_0) - Y(t)|^2 dt = \\ & = \int_{-\infty}^{\infty} |S^p(f)|^2 [e^{-j[\varphi_p(f) + \Delta\varphi(f)]} - e^{-j\varphi_y(f)}]^2 df \rightarrow \min \\ & \Rightarrow \Delta\varphi(f) = \varphi_y(f) - \varphi_p(f). \end{aligned}$$

Таким образом:

$$\hat{S}(f) = |S^p(f)| e^{-j\varphi_y(f)},$$

где $|S^p(f)|$ – амплитудный спектр падающей волны, $\varphi_y(f)$ – фазовый спектр участка трассы коридорного суммирования.

Переопределим коэффициенты отражения исходя из соотношения энергий падающей и отраженной волны:

$$k_i = \frac{E_i^p}{E_i^{pp}} = \pm \sqrt{\frac{\sum S_i^{p^2}}{\sum S_i^{pp^2}}}.$$

Итак, для оценки формы отраженных продольных волн, опирающейся на согласование аддитивной модели волновой картины и пластовой модели среды, предлагается использовать следующую методику:

1. расчет времен прихода волн – t_i ;
2. определение интервала анализа i -ой волны (определение участка трассы коридорного

суммирования, соответствующего отраженной волне от i -ой отражающей границы) $[t_i; t_i + T]$;

3. оценка фазового спектра трассы коридорного суммирования на интервале анализа;
4. оценка формы i -ой отраженной волны согласно формуле (2);
5. вычитание i -ой отраженной волны из эталонной трассы;
6. повторение пунктов 2-5.

Выводы

Полученная технология позволяет провести оценку формы отраженных продольных волн на всем доступном интервале исследования, кроме

того, она использует реальные измеренные формы падающих волн, и учитывает изменение формы падающей волны с глубиной. Следовательно, данная технология не имеет ограничений, накладываемых на традиционные методы оценки формы отраженной волны, основанные на данных наземной сейсморазведки.

Литература

1. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. – М.: Гостоптехиздат, 1959. – 451 с.
2. Р. Шерифф, Л. Гелдарт, Сейсморазведка Т.2. – М.: Мир, 1987. – 400 с.

СТАЦИОНАРНОЕ ВРАЩЕНИЕ НЕУРАВНОВЕШЕННОГО РОТОРА, ЧАСТИЧНО ЗАПОЛНЕННОГО ЖИДКОСТЬЮ ПРИ ДЕЙСТВИИ СИЛ ВНЕШНЕГО ТРЕНИЯ

Пономарёв А.В.

Томский политехнический университет
634050, Россия, г. Томск, пр-т Ленина, 30
E-mail: epashkov1@sibmail.com

Введение

В данной статье, в рамках плоской модели, изучается вращение ротора со слоем жидкости на стенке камеры при вязкоупругом действии вала. Предполагается, что границей свободной поверхности жидкости является окружность с центром на оси вращения, а сама она вращается вместе с ротором, как твердое тело.

Материал и методы исследования

Исследование жидкостных автоматических балансирующих устройств (АБУ) сводится к задаче о движении вращающихся тел с полостями, частично заполненными жидкостью [1]. Эта задача сопряжена с математическими трудностями, т.к. требует рассмотрения совместного движения твердого тела и жидкости. Известно ограниченное количество работ, в которых решается указанная задача применительно к АБУ. Так в [2] рассмотрена устойчивость стационарного вращения ротора, частично заполненного жидкостью со свободной поверхностью. Изгибные колебания вала с неуравновешенным диском на нем изучены в [5]. В [3] показано влияние жидкости во вращающемся роторе на автоматическую балансировку механической системы без учета сил сопротивления. Ниже рассматривается установившееся движение неуравновешенного ротора с жидкостью при наличии внешнего сопротивления.

Результаты исследования и их обсуждение

Пусть ротор 1 (рис. 1), содержит камеру 2 частично заполненную однородной несжимаемой жидкостью 3, симметрично закреплен на гибком вертикальном валу, проходящем через геометрический центр O_1 . Центр масс ротора (точка P)

смещен от O_1 на расстояние $O_1P=e$. При вращении ротора вал смещается на величину $O_2O_1=a$, а несжимаемая однородная жидкость, плотностью ρ , перетекает в сторону прогиба вала. При установившемся движении жидкость во вращающемся роторе занимает цилиндрический слой высотой h , свободной поверхностью которого является окружность радиуса r_2 с центром на оси вращения AB (точка O_2) и вращается с угловой скоростью

$\omega = \dot{\beta}(t) = \text{const}$ [4]. Отсюда центр масс слоя жидкости находится на линии центров O_2O_1 в точке G , а движение ротора является плоским.

Введем в плоскости движения точек O_1, G, P две системы координат с общим началом в точке O_2 на линии AB : неподвижную систему $O_2\xi\eta$ и подвижную O_2xy , ось x которой параллельна отрезку O_1P . Угловые скорости вращения ротора и системы O_2xy одинаковые, следовательно, ротор в подвижной системе координат неподвижен. За обобщенные координаты возьмем координаты точки O_1 в подвижной системе O_2xy – x, y .

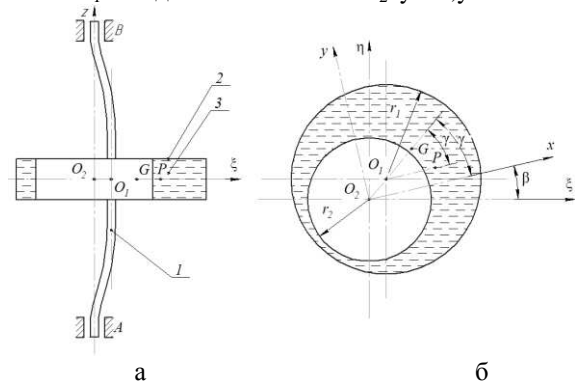


Рис. 1. Ротор: а) схема закрепления; б) сечение с жидкостью