

УДК 550.340

СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА МОДЕЛИ, ПОЛУЧЕННОЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ ИНВЕРСИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2012 г. И.М. Алешин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Рассматривается вопрос о возможности восстановления сейсмического разреза под станцией по данным телсейсмических наблюдений – волновым формам обменной волны, спектральной кривой волны Релея, временам пробега обменной волны от границы на глубине 410 км до поверхности.

Предлагается процедура, совмещающая получение приближенного решения и последующее исследование его свойств с помощью статистических методов. Приводится пример ее применения с использованием данных, полученных в рамках международного проекта *SVEKALAPKO*. Показано, что используемый набор данных позволяет получить сейсмический разрез до глубин 220–250 км.

Ключевые слова: обратная задача, апостериорная функция распределения.

Введение

При построении как глобальных, так и региональных моделей Земли мы сталкиваемся с необходимостью определения параметров искомой модели по данным наблюдений, выполненных на ее поверхности. Задачи такого рода сводятся, как правило, к минимизации некоторого функционала (будем называть его целевым функционалом или целевой функцией), характеризующего близость результатов моделирования к наблюдениям. Обычно подобные проблемы оказываются сильно нелинейными и редко допускают прямой анализ решений. Из-за сложности изучаемых систем число параметров бывает большим – от нескольких десятков до нескольких сотен. Временные затраты на поиск глобального минимума целевого функционала экспоненциально растут с увеличением размерности пространства моделей (так называемое “проклятие размерности” [Bellman, 1961]), поэтому точное численное решение задачи возможно только при относительно небольшом числе определяемых параметров. Применение систем параллельных вычислений, в том числе и распределенных [Алешин и др., 2009], хотя и расширяет класс задач, поддающихся анализу, но не решает проблему принципиально.

Очевидно, что такая ситуация приводит к необходимости использования тех или иных приближенных методов, ценность которых существенно снижается при отсутствии доказанности единственности решения, плохой обусловленности задачи. Тем не менее, разработано большое количество приближенных методов решения обратных задач, которые условно могут быть разделены на две группы.

Методы первой группы основаны на использовании процедуры лианеризации минимизируемого функционала вблизи некоторой начальной точки в пространстве параметров моделей. В этом случае задача сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений. Хотя, как правило, полученная система оказывается плохо обусловленной, методы решения такого рода задач хорошо разработаны (см., например, [Press et al., 2007]); их основная сложность смещается к проблеме выбора начальной модели и последующей оценки качества полученного решения.

Методы второй группы основаны на случайном блуждании в пространстве параметром. Прежде всего следует назвать метод Монте-Карло, точнее, его модификацию – метод имитации отжига [Metropolis et al., 1953], в котором блуждание осуществляется по правилу Метрополиса. В последние десятилетия широкое применение получили так называемые “эволюционные” методы оптимизации, основанные на аналогиях с биологическими системами [Evolutionary..., 2011], первым из которых следует считать генетический алгоритм [Holland, 1975]. Существуют и другие методы подобного рода; общим для них является использование случайных перемещений в пространстве параметров и независимость результата поиска от начальной модели. Статистические методы могут быть эффективными даже при наличии у целевой функции локальных экстремумов. Однако в этом случае мы не можем быть уверены, что найденное решение соответствует глобальному минимуму целевой функции; кроме того, нет возможности прямой оценки качества полученного решения.

Один из возможных способов оценки качества решения основан на вероятностном подходе к решению обратной задачи с использованием понятия апостериорной функции распределения (АПФР). Наиболее полно формулировка проблемы поиска и оценки решения обратной задачи представлена в работах А. Тарантолы (обобщение см. в [Tarantola, 1987]). Основная идея состоит в трактовке целевой функции как величины, пропорциональной плотности распределения вероятности некоторого случайного процесса. Тогда для исследования формы распределения можно использовать методы и результаты соответствующих разделов теории вероятности. В геофизических приложениях такой подход впервые был использован в работах [Keilis-Borok, Yanovskaya, 1967; Press, 1968]. Дальнейшим развитием статистического подхода к инверсии данных можно считать идею использования статистических методов не только для поиска решения, но и для оценки точности определения параметров [Cary, Chapman, 1988].

В предлагаемой работе анализируется применение апостериорной функции распределения для оценки возможности продления до глубин порядка 300 км трехмерной сейсмической модели южной и центральной части Фенноскандии, полученной ранее в рамках международного проекта SVEKALAPKO [Kozlovskaya et al., 2008].

Оценка локальных свойств многомерной целевой функции

Общее описание метода

Статистический метод поиска решения связан с вычислением большого количества значений целевой функции, в связи с чем возникает естественная идея его использования для оценки формы найденного экстремума, но в ряде работ (см. [Tarantola, 1987]) показано, что далеко не всякий алгоритм допускает такую возможность. Однако ничто не мешает использовать случайные блуждания для оценки качества решения, полученного совершенно произвольным методом (например, одним из градиентных), принимая построенную таким образом модель в качестве начальной точки. Ниже описывается одна из возможных реализаций такого подхода.

Символом d обозначим совокупность данных наблюдений, символом $s(\mathbf{m})$ – результат их моделирования при наборе параметров $\mathbf{m} = \{m_i\}$, $i = 1, \dots, N$ (N – число параметров модели). Функцию правдоподобия выберем в виде:

$$L(\mathbf{m}) = \exp(-1/2(s(\mathbf{m}) - d)^t C^{-1} (s(\mathbf{m}) - d)) = \exp(-S(\mathbf{m})),$$

где C – матрица ковариаций; символ t означает операцию транспонирования. Очевидно, что функция в показателе экспоненты $S(\mathbf{m})$ является целевой функцией при минимизации среднеквадратичного отклонения.

Следуя изложенному в [Tarantola, 1987], рассмотрим функцию $\sigma(\mathbf{m}) = k \exp(-S(\mathbf{m})/T)$, которая отличается от функции $L(\mathbf{m})$ нормировочным множителем k и дополнительным

подэкспоненциальным множителем $1/T$. Константу T по аналогии с распределением Больцмана обычно называют “температурой”. При необходимости учета имеющейся дополнительной информации возможна дальнейшая модификация функции $\sigma(\mathbf{m})$ путем введения распределения $\rho(\mathbf{m})$, отражающего априорную информацию об изучаемой системе:

$$\sigma(\mathbf{m}) = k \rho(\mathbf{m}) \exp(-S(\mathbf{m})/T). \quad (1)$$

Очевидно, что введение функции (1) эквивалентно модификации целевой функции – добавлению к $S(\mathbf{m})$ слагаемого $-\ln \rho(\mathbf{m})$. Тем не менее, выбранная нами форма функции $\sigma(\mathbf{m})$ позволяет трактовать последнюю как апостериорную функцию распределения вероятности и использовать для ее исследования соответствующие статистические методы. В частности, можно использовать метод Монте-Карло [Koren et al., 1991] или просто протабулировать $\sigma(\mathbf{m})$ на равномерной решетке [Алешин и др., 2009], в результате чего будет получено точное решение задачи. К сожалению, такое “силовое” решение применимо к очень ограниченному числу задач с относительно небольшим числом переменных.

Пусть мы имеем решение обратной задачи, полученное любым из методов – имитации отжига, генетического алгоритма, метода регуляризации и т.д. Наша цель – построение апостериорной функции распределения вблизи этого решения, что позволит оценить ряд свойств исходной модели, наиболее важное из которых – точность определения параметров. Отметим, что сам смысл термина “решение” в задаче оптимизации предполагает наличие максимума АПФР. За исключением “патологических” случаев типа очень узких вершин, можно ожидать, что исходное решение находится вблизи экстремума АПФР и может быть использовано в качестве начальной точки исследования формы распределения в соответствующей окрестности пространства моделей.

Процедура исследования, аналогичная реализуемой при полном решении задачи [Tarantola, 1987], кратко может быть изложена следующим образом.

В основе процедуры лежит случайное блуждание в пространстве моделей с применением правила Метрополиса. Пусть на i -м шаге мы находимся в некоторой точке пространства моделей \mathbf{m}_i , которой соответствует значение функции распределения $\sigma_i = \sigma(\mathbf{m}_i)$. Сделаем пробный шаг в соседнюю точку \mathbf{m}_{i+1} , где функция распределения будет иметь значение σ_{i+1} . Если такой шаг приводит к увеличению функции, т.е. $\sigma_i < \sigma_{i+1}$, новое состояние принимается в качестве текущего. В противном случае перемещение в точку \mathbf{m}_{i+1} все-таки возможно, но с вероятностью, пропорциональной величине $\exp((\sigma_{i+1} - \sigma_i)/\theta)$. Параметр θ так же, как T , называют “температурой” – чем ниже “температура” θ , тем менее вероятен переход в точку с меньшим значением функции распределения. Если целевая функция, а вместе с ней и АПФР, описывает данные разного рода, например волновые формы объемных волн и спектральные кривые поверхностных волн, времена пробега и т.п., то при отсутствии корреляции между разными данными функцию распределения можно представить в виде произведения соответствующего числа функций. При этом для каждого из этих распределений можно ввести свою “температуру” T_k , а правило Метрополиса применять последовательно, переходя в новую точку при выполнении условия для всех k частных правил.

Важно помнить, что в описываемом методе вероятностное распределение присутствует и при выборе нового состояния \mathbf{m}_{i+1} . Величина каждого шага алгоритма определяется случайно в соответствии с заданным распределением, зависящим от параметра θ , по мере возрастания которого растет средняя величина шага перемещений $|\mathbf{m}_{i+1} - \mathbf{m}_i|$. Параметр θ так же, как и ранее введенный параметр T , часто называют “температурой”, хотя они ничем кроме названия не связаны. Критерием выбора конкретных значений параметров θ и T может служить коэффициент отражения R – отношение числа

отвергнутых моделей к полному числу сгенерированных. Детальное описание процедуры можно найти в работах [Tarantola, 1987; Mosegaard, Tarantola, 1995].

Формулировка обратной задачи

В качестве примера рассмотрена задача совместной инверсии волновых форм обменных волн, спектральных кривых волн Релея и времен пробега обменной волны от границы на глубине 410 км, используемых для получения скоростного разреза под сейсмической станцией. Целевая функция в этом случае имеет вид:

$$E(\mathbf{m}) = \left[\frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} (Q_{obs}(t) - Q_{syn}(\mathbf{m}; t))^2 dt \right]^{1/2} + \left[\frac{1}{\omega_2 - \omega_1} \int_{\omega_1}^{\omega_2} (S_{obs}(\omega) - S_{syn}(\mathbf{m}; \omega))^2 d\omega \right]^{1/2} + |t_{410}^{obs} - t_{410}^{syn}(\mathbf{m})|, \quad (2)$$

где $Q(t)$ – волновая форма обменной волны; $S(\omega)$ – дисперсионная кривая поверхностных волн; t_{410} – разница времен пробега P - и S -волн от границы на глубине 410 км до поверхности; подстрочный индекс “*syn*” соответствует синтетическим данным, “*obs*” – наблюдаемым. Параметрами модели \mathbf{m} являлись скорости продольных и поперечных волн, плотности и толщины слоев.

Впервые в такой постановке задача решалась при изучении строения коры под сейсмической группой RUKSA, Карелия [Алешин и др., 2007]. Среда описывалась пачкой упругих однородных слоев на упругом полупространстве. Позднее та же методика была использована для построения трехмерной сейсмической модели коры и верхов мантии под центральной и южной частью Фенноскандии [Kozlovskaya et al., 2008]. Для стабилизации получаемых решений удобно вводить дополнительное условие их гладкости. В терминах формализма АПФР это означает введение априорного распределения:

$$\rho(\mathbf{m}) = \exp \left(-\beta \sum_{i=2}^N |v_{i+1} - 2v_i + v_{i-1}| \right),$$

где v_i – сейсмическая скорость в i -м слое; N – количество слоев в модели; β – эмпирический параметр. С учетом целевой функции (2) мы в соответствии с формулой (1) завершаем определение апостериорной функции распределения.

Существует несколько схем реализации случайных блужданий для построения формы АПФР. Нами была использована схема с применением цепного правила Метрополиса. В выбранной реализации управление процессом блужданий основано на коэффициенте отражения R – отношении числа отвергнутых моделей к полному числу сгенерированных. Очевидно, что для эффективного “сканирования” исследуемой функции необходимо, чтобы значения коэффициента отражения составляли около 0.5. Управление величиной коэффициента отражения осуществляется эмпирически с помощью двух параметров – “температур” T и θ , первая из которых регулирует вероятность перехода в точку с большим значением целевой функции; вторая определяет среднюю величину шага перехода.

Для гибкого управления процессом вместо одного параметра θ использовалось K параметров – по числу переменных $\theta \rightarrow \theta_a, a = 1, \dots, K$. Это позволяет ввести коэффициенты отражения для каждого из параметров – на каждом шаге приращение получает лишь один из параметров, что дает возможность контролировать статистику перемещения по каждому из них. При расчетах сначала осуществлялся пробный запуск задачи, в ходе которого подбирались значения параметров, приводящие к приемлемым величинам коэффициентов отражения. Однако завершение “переходных” процессов – выход на не-

изменные значения коэффициентов отражения – является необходимым требованием к продолжительности расчетов. Оценить время, достаточное для выявления формы АПФР, не представляется возможным.

Оценка возможности определения мантийных параметров

В качестве практического примера исследуем возможность определения сейсмических параметров мантии южной и центральной Фенноскандии по данным, полученным в рамках проекта *SVEKALAPKO*. Как уже отмечалось выше, в работе [Kozlovskaya et al., 2008] была построена трехмерная сейсмическая модель коры и верхов мантии (приблизительно до глубины 100 км) путем совместной инверсии волновых форм обменных волн, спектральных кривых волн Релея и времен пробега обменной волны от границы на глубине 410 км до поверхности в предположении, что упругие свойства среды под станцией локально могут быть описаны одномерной слоистой моделью – пачкой однородных изотропных слоев, лежащих на полупространстве.

Окончательная трехмерная модель была результатом интерполяции одномерных моделей, ограниченных глубиной 100 км; использовались дисперсионные кривые релеевских волн, полученные в работе [Bruneton et al., 2004]. Измерения были выполнены для периодов от 10 до 190 с. Авторы работы [Kozlovskaya et al., 2008] при построении модели ограничились периодами 120 с, что и обусловило максимальную глубину одномерных моделей, не превышающую 100 км.

Возникает естественное желание увеличить глубину исследований до 250–300 км, привлекая все доступные данные из [Bruneton et al., 2004].

Для обоснования такой возможности рассмотрим сначала синтетический пример, используя данные только одной станции *FA05*. Воспользуемся решением, полученным для нее в [Kozlovskaya et al., 2008], согласно которому глубина модели составляет приблизительно 50 км. Добавим к исходной модели несколько слоев такой толщины, чтобы граница полупространства оказалась на глубине 300 км (рис. 1).

Упругие параметры полупространства на глубине 300 км были приняты соответствующими стандартной модели *IASP91*. В анализируемую модель было добавлено шесть слоев мощностью 50 км каждый.

В слоях скорость V_S менялась независимо в пределах ± 1.5 км/с. Параметр V_P/V_S менялся следующим образом. Добавленные слои были объединены в две группы: в одну вошли четыре верхних слоя, во вторую – два нижних. В обеих группах значения V_P/V_S варьировались от 1.7 до 1.85; каждому из входящих в группу слоев приписывалось одно и то же значение V_P/V_S .

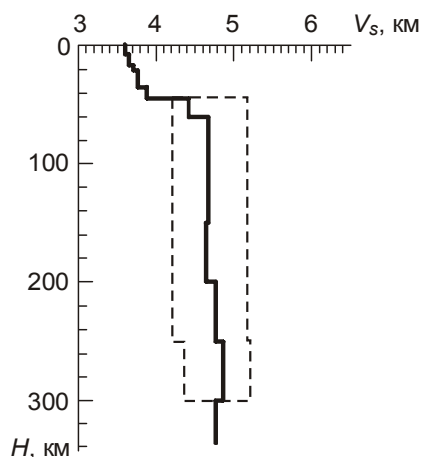


Рис. 1. Скоростной разрез, использованный в работе. Сплошная линия – исходное (приближенное) решение; пунктиром показаны пределы изменения параметров. Верхняя часть модели до глубины 50 км соответствует решению, полученному в [Kozlovskaya et al., 2008]

Модифицированная таким образом модель использовалась для расчета синтетических данных (обменная функция, спектр поверхностных волн и время пробега обменной волны от границы 410 км), к которым были добавлены случайные значения с амплитудой ~10% от амплитуды сигнала. Шумовой сигнал представлял собой гауссов шум, свернутый с фильтром, обеспечивающим отсутствие спектральных компонент, не содержащихся в наблюдениях.

Полученные “данные” служили в качестве исходных в модельной задаче построения АПФР по описанной выше методике. С использованием адаптивного метода имитации отжига [Ingber, 1989]) было получено приближенное решение, после чего выполнен расчет АПФР для 500 тыс. шагов. Важно отметить, что при инверсии верхняя часть модели, соответствующая исходной, оставалась неизменной, варьировались лишь параметры добавленных слоев. Более последовательным было бы применение представляемой здесь процедуры к полной модели, однако такая постановка задачи приводит к значительному увеличению числа параметров и, как следствие, к критическому росту объема вычислений. Гистограммы, отражающие полученную форму АПФР, приведены на рис. 2.

По горизонтальным осям отложены относительные изменения варьируемых параметров слоев – V_S (шесть верхних гистограмм) и V_P/V_S (две нижние). Каждая из относительных величин y связана со своим абсолютным значением x формулой

$$x = x_{\min} + y(x_{\max} - x_{\min}), \quad (3)$$

где x_{\max} – верхняя граница изменения величины x ; x_{\min} – нижняя. Высота каждого столбика на гистограммах пропорциональна числу моделей, соответствующих данному значению параметра y ; вертикальная черная линия – медиана распределения. Фактически набор медиан распределения совокупности параметров образует “оптимальную” (в терминах статистического подхода – наиболее “вероятную”) модель, которую следует рассматривать в качестве окончательного решения обратной задачи. Следует, однако, помнить, что такая трактовка медианы распределения параметра теряет смысл в случае мультимодального распределения. Наличие двух или более экстремумов может означать либо наличие нескольких конкурирующих моделей, каждая из которых одинаково хорошо описывает данные наблюдений, либо это может быть вызвано недостаточным количеством расчетов.

На рис. 2, а видно, что точность определения скорости уменьшается с глубиной – ширина распределения как для величины сейсмической скорости, так и для параметра V_P/V_S увеличивается с ростом глубины. Типичный разброс значений безразмерных нормированных параметров для трех верхних мантийных слоев (диапазон глубин 50–200 км) составляет приблизительно 10%, что соответствует точности определения сейсмических скоростей 0.15 км/с. Разброс значений скорости поперечных волн в последнем слое (глубина 250–300 км) значительно выше – около 30%.

Такая же ситуация имеет место и для отношения V_P/V_S : точность определения этого параметра для верхней группы слоев значительно выше по сравнению с нижней группой. В связи с этим значения упругих параметров последнего слоя, полученные в результате инверсии, вряд ли можно считать надежными.

На следующем этапе аналогичные расчеты выполнялись с использованием реальных данных, полученных станцией FA05. Параметры модели была такими же, как в вышеприведенном примере. Результаты расчетов представлены на рис. 2, б, где видно, что характер распределения параметров практически совпадает с соответствующими распределениями в синтетическом примере. В то же время ширина распределения в случае реальных данных несколько шире. В частности, значения сейсмических скоростей в последнем слое невозможно определить сколько-нибудь надежно.

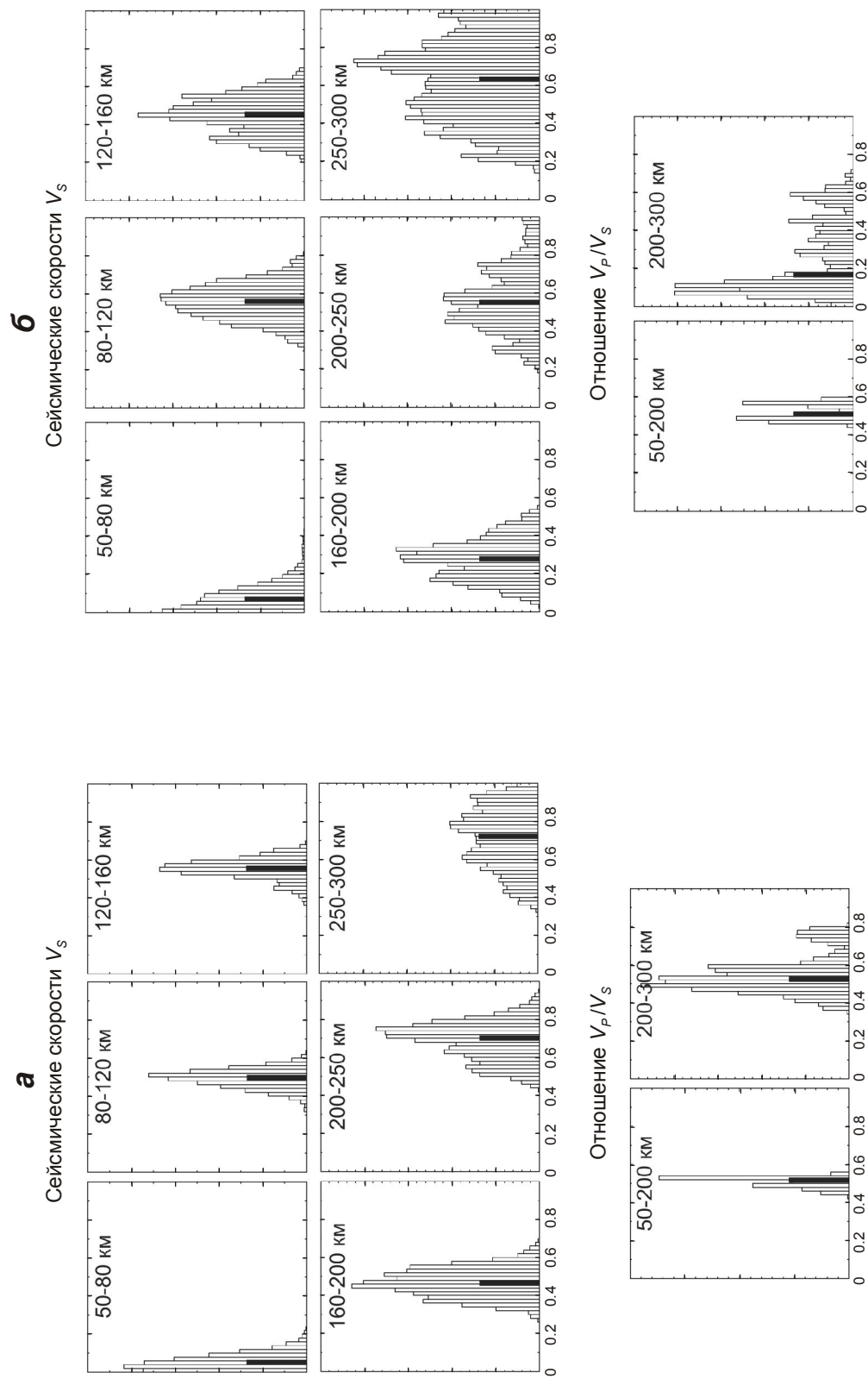


Рис. 2. Результаты расчетов для синтетических (а) и реальных (б) данных. По горизонтали отложены безразмерные значения параметров в соответствии с формулой (3); по вертикали – число полученных при расчетах моделей, имеющих соответствующее значение параметра. Абсолютные значения величин не приводятся, так как при анализе используются только относительные значения экстремума и ширины распределения. Шесть верхних гистограмм относятся к параметру V_S ; два нижних – к параметру V_P/V_S . Черная вертикальная линия – медиана распределения

Таким образом, приведенные расчеты позволяют заключить, что разрешающую способность метода можно считать удовлетворительной для моделей, глубина которых не превышает 200–250 км. В этом случае указанные выше наборы данных могут быть использованы для определения сейсмического разреза коры и верхов мантии под станцией.

Заключение

Проведенные исследования показывают, что совместное использование волновых форм обменных волн, спектральных кривых волн Релея до периодов порядка 200 с и времен пробега обменной волны от границы на глубине 410 км до земной поверхности позволяют восстановить сейсмический разрез под станцией наблюдения вплоть до глубин 220–250 км.

Как уже отмечалось выше, в приведенном примере использовалось решение, полученное ранее – параметры верхней части слоев, описывающих кору, не участвовали в оптимизации. В противном случае число параметров выросло бы минимум вдвое, что приведет к кардинальному увеличению времени, необходимого для надежного расчета формы апостериорной функции распределения. Однако положение может быть исправлено при использовании систем распределенных вычислений. Независимость нахождения целевой функции в каждой точке делает задачу ее табуляции идеальным объектом вычислений в грид-системах.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 11-05-00988-а, 10-07-00491-а и 11-07-12045-офи-м-2011).

Литература

- Алешин И.М., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю., Санина И.А.* Скоростной разрез земной коры под сейсмической группой RUKSA, Карелия // Геофизические исследования. 2007. Вып. 7. С.3–11.
- Алешин И.М., Мишин Д.Ю., Жижин М.Н., Корягин В.Н., Медведев Д.П., Новиков А.М., Перегудов Д.В.* Применение распределенных вычислительных систем при определении параметров сейсмической анизотропии коры и верхней мантии // Геофизические исследования. 2009. Т. 10, № 4. С.34–47.
- Bellman R.E.* Adaptive Control Processes. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1961. 274 p.
- Bruneton M., Pedersen H., Farra V., Arnd N.T., Vacher P., Achauer U., Alinaghi A., Ansorge J., Bock G., Friederich W., Grad M., Guterch A., Heikkinen P., Hjelt S.-E., Hyvnen T.L., Ikonen J.-P., Kissling E., Komminaho K., Korja A., Kozlovskaya E., Nevsky M.V., Paulssen H., Pavlenkova N.I., Plomerov J., Raita T., Riznichenko O.Y., Roberts R.G., Sandoval S., Sanina I.A., Sharov N.V., Shomali Z.H., Tiikkainen J., Wielandt E., Wilegalla K., Yliniemi J., Yurov Y.G.* Complex lithospheric structure under the central Baltic Shield from surface wave tomography // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2004. V. 109 (B10), art. no. B10303, doi:10.1029/2003JB002947
- Cary P.W., Chapman C.H.* Automatic 1-D waveform inversion of marine seismic refraction data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1988. V. 93. P.527–546.
- Holland J.H.* Adaptation in Nature and Artificial System: An Introductory Analysis with Applications to Biology Control and Artificial Intelligence. Cambridge, MA: MIT Press, 1975. 183 p.
- Ingber L.* Very fast simulated re-annealing // Math. Comput. Model. 1989. V. 12. P.967–973.
- Keilis-Borok, V.J., Yanovskaya T.B.* Inverse problems in seismology (structural review) // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1967. V. 13. P.223–234.
- Evolutionary Algorithms. Ed. E. Kita. InTechOpen, 2011. 584 pp.
- Koren Z., Mosegaard K., Landa E., Thore P., Tarantola A.* Monte Carlo estimation and resolution analysis of seismic background velocities // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P.20289–20299.

- Kozlovskaya E., Kosarev G.L., Aleshin I.M., Riznichenko O.Yu., Sanina I.A.* Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean-Proterozoic boundary in the Fennoscandian Shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 175. P.135–152. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03876.x.
- Metropolis N., Rosenbluth A.W., Rosenbluth M.N., Teller A.H., Teller E.* Equation of state calculations by fast computing machines // *J. Chem. Phys.* 1953. V. 1, N 6. P.1087–1092.
- Mosegaard K., Tarantola A.* Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, N B7. P.12431–12447.
- Press F.* Earth models obtained by Monte Carlo inversion // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P.5223–5234.
- Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P.* Numerical recipes. The art of science computing. Third Edition. Cambridge University Press, 2007. 1256 p.
- Tarantola A.* Inverse problem theory; methods for data fitting and model parameter estimation. Elsevier, 1987. 613 p.

Сведения об авторе

АЛЕШИН Игорь Михайлович – кандидат физико-математических наук, заведующий сектором, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (495) 254-92-24. E-mail: ima@ifz.ru

ESTIMATION OF GEOPHYSICAL DATA INVERSION QUALITY BY STATISTICAL METHOD

I.M. Aleshin

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Possibilities of seismic velocity profile under the station construction by inversion of joined teleseismic events and surface wave data were discussed. Receiver function waveform, Rayleigh wave spectrum and travel time of S-wave, converted at 410 km boundary were used. Proposed inversion procedure is a combination of approximate inverse problem solution and estimation of parameter resolution by statistical approach. As an example International project SVEKALAPKO data was used. It is shown that dataset permit us to construct a seismic velocity profile up to 220–250 km depth.

Keywords: inverse problem, a posteriori distribution function.