



О ПОДАВЛЕНИИ КРАТНЫХ ВОЛН ПРИ ОБРАБОТКЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОРСКОЙ ПЛОЩАДНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ. Часть 1: ПРОГНОЗИРОВАНИЕ (рассуждения о результатах конференции "Геомодель-2008")

АННОТАЦИЯ. В статье рассматривается один из современных способов подавления кратных волн, связанных с переотражением от свободной поверхности в нижнее полупространство, по сейсмограммам, полученным при 2D- или 3D-сейсморазведке. Алгоритм прогнозирования кратных волн анализируется как способ прямого продолжения волнового поля. Это позволяет увидеть неизбежные динамические и кинематические искажения, вносимые в получаемую модель помех, которые следует корректировать на этапе адаптации.

ВВЕДЕНИЕ. На конференции "Геомодель-2008" достаточно внимания уделялось так называемому методу 3D SRME* - способу прогнозирования и вычитания кратных волн по сейсмограммам, полученным в результате площадных наблюдений (как правило, при морской сейсморазведке). В научных и коммерческих презентациях представители сервисных компаний-разработчиков представляли такую методику в виде панацеи, т. е. единственно работоспособного алгоритма подавления волн-помех в сложных сейсмогеологических условиях, в первую очередь - при наличии существенных вариаций геометрии морского дна в направлении, ортогональном к траектории движения судна. Целью настоящей работы является привести контраргументы и показать, что такая точка зрения является заблуждением (или рекламным трюком).

В настоящее время процедура 3D SRME, позиционируемая как последнее достижение научной мысли, предлагается Заказчику в виде гарантированного, но чрезвычайно дорогостоящего средства подавления помех с целью обнаружения отражений от целевых горизонтов в сейсмогеологических условиях повышенной сложности. Крайне высокая цена обработки, которую предлагается оплатить Заказчику, объясняется тем, что

ABSTRACT. A modern method for 2D and 3D surface-related multiple elimination is considered. The multiple prediction phase is analyzed as the forward wavefield extrapolation procedure. Such approach allows detection of inevitable kinematical and dynamical distortions of the model obtained. These distortions should be compensated for at the adaptation phase.

машинное время, необходимое для прогнозирования одной трассы кратных волн по способу 3D SRME, в сотни раз превосходит время, затрачиваемое двумерным аналогом процедуры, т. е. 2D SRME. К примеру, когда автор статьи (совместно с Е. А. Куриным [4]) производил расчёты для одной линии (*inline*) набора данных, полученных при площадной сейсморазведке, время, затраченное на вычисление одного и того же набора трасс на однопроцессорном компьютере по методу 2D и 3D SRME, составляло соответственно 2 часа и 2 недели. При этом результаты прогнозирования помехи по методу 2D и 3D SRME могут либо почти не различаться, либо трасса, посчитанная при помощи алгоритма 2D, может даже оказаться предпочтительнее для последующего адаптивного вычитания. Причина этого будет подробно проанализирована ниже.

В статье рассматриваются свойства алгоритма SRME и обсуждаются причины, по которым прогнозируемая модель помех неизбежно будет отличаться от реально зарегистрированных кратных волн. Такие отличия должны быть скомпенсированы на этапе адаптации. Необходимость адаптации ослабляет требования процедуры SRME к используемой схеме наблюдений, в соответствии с которыми плотность покрытия исследуемой площади сесмоприёмниками должна совпадать с плотностью покрытия источниками, т. е. в каждом узле сети наблюдений необходимо проводить как регистрацию колебаний, так и их возбуждение. Выполнить это требование

* Surface Related Multiple Elimination, т. е. подавление кратных волн, связанных с переотражением в нижнее полупространство от свободной поверхности.

не представляется возможным, а его невыполнение приводит к погрешностям прогнозирования помех. Как правило, трассы, необходимые для вычислений, получают методами интерполяции или экстраполяции, что заметно снижает быстродействие вычислительной процедуры.

Прогнозировать кратные волны можно при помощи упрощённого варианта алгоритма, просто игнорируя отсутствующие трассы, а возникающие вследствие этого погрешности устранить на этапе адаптации. Такой стратегии целесообразно придерживаться при обработке результатов профильных сейсмических наблюдений или узкоазимутальных площадных сейсмограмм. Для подавления кратных волн по методике SRME на площадных сейсмограммах, полученных при широкоазимутальной съёмке, необходимо прибегать к процедурам восстановления отсутствующих трасс, однако необходимо иметь в виду, что такое восстановление способно приводить к удовлетворительным результатам лишь в случае сред, описываемых простейшими глубинно-скоростными моделями. Эффективных алгоритмов подавления кратных волн, пусть даже требующих колоссальных вычислительных затрат, на широкоазимутальных сейсмограммах, полученных при сейсморазведке в сложных сейсмогеологических условиях, на сегодняшний день не существует.

Статья состоит из двух частей, причём обе публикуются в одном выпуске журнала. Во второй части содержатся ссылки на результаты, полученные в первой части. Поэтому, чтобы избежать повторов, мы используем двухзначную нумерацию: первая цифра (1 или 2) обозначает часть статьи, в которой приведена соответствующая формула или рисунок, вторая цифра - порядковый номер формулы или рисунка.

ТЕРМИНОЛОГИЯ

Кратные волны первого порядка кратности претерпевают два отражения от глубинных горизонтов. Кратные волны старших порядков претерпевают большее число отражений от глубинных горизонтов: волна второго порядка отражена трижды и т. д. На рис. 1.1 приводятся лучевые схемы кратных волн различных типов. Кратные волны подразделяются на полнократные (волна связана с переотражением только от одного глубинного горизонта - рис. 1.1, а), частично-кратные (переотражение от различных горизонтов - рис. 1.1, б). Внутренне-кратной будем называть волну, лучевая траектория которой не имеет промежуточной точки выхода луча на свободную поверхность (рис. 1.1, в). Кратные волны могут образовываться как со стороны источника (рис. 1.1, з), так и со стороны приёмника (рис. 1.1, д).

Если глубинно-скоростная модель среды не имеет существенных вариаций в направлении, ортогональном к линии источников (в направлении *cross-line*), то будем говорить о 2D-среде. В противном случае имеем 3D-среду. Если сейсморазведка производится при помощи профильной схемы, будем говорить о 2D-наблюдениях. Если

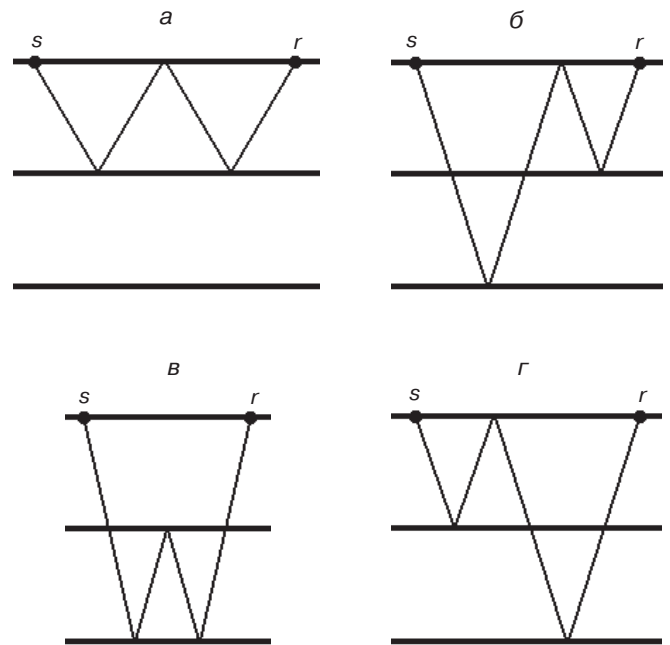


Рис. 1.1. Лучевые траектории кратных волн первого порядка кратности различных типов: *s* и *r* - соответственно положения источника колебаний и сейсмоприёмника; *а* - полнократная волна, связанная с переотражением от первого глубинного горизонта; *б* - частично-кратная волна, связанная с переотражением от первого и второго горизонтов (от первого горизонта волна переотразилась со стороны приёмника); *в* - внутренне-кратная волна; *г* - частично-кратная волна, связанная с переотражением от первого и второго горизонтов (от первого горизонта волна переотразилась со стороны источника)

регистрируются площадные сейсмограммы, то осуществляется сейсморазведка 3D. Процедура SRME, применяемая к сейсмограммам, полученным в результате профильных наблюдений, носит название 2D SRME. Процедура SRME, применяемая к площадным сейсмограммам, носит название 3D SRME.

СОВРЕМЕННЫЕ СПОСОБЫ ПЛОЩАДНЫХ МОРСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Как правило, при морской сейсморазведке используются две схемы площадных наблюдений: традиционная узкоазимутальная (рис. 1.2) и так называемая широкоазимутальная. При традиционном способе наблюдений как источники (группы источников), так и косы с гидрофонами буксируются одним и тем же судном. Число кос невелико: от трёх до шести. Расстояние между соседними косами обычно составляет 25 - 80 м. Применяются как одна группа источников, так и две, срабатывающие поочередно. В последнем случае группы источников расположены на некотором расстоянии от линии курса судна.

Для получения данных при широкоазимутальных наблюдениях используются различные конфигурации, их обзор содержится в июльском выпуске журнала *The Leading Edge* за 2008 г. Площадные сейсмограммы, реги-

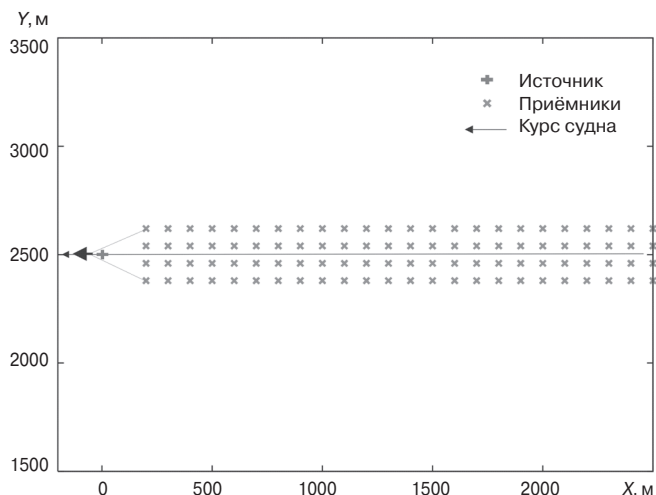


Рис. 1.2. Традиционная узкоазимутальная схема морских наблюдений [4]

стрируемые при такой сейсморазведке, характеризуются большим поперечным выносом (т. е. максимальным удалением в направлении *cross-line*), достигающим 8 км, но отличаются нерегулярностью.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА SRME

Рассматриваемый способ подавления кратных волн прочно вошёл в стандартный граф обработки материалов, полученных при морской сейсморазведке. Идея подхода SRME была выдвинута А. Берхаутом [11, 12], а более детальная разработка алгоритма и методики обработки сейсмических данных проводилась совместно с Д. Вершуром [13]. В основе процедуры лежит двухшаговая вычислительная схема, на первом этапе которой производится прогнозирование поля волн-помех, на втором этапе полученная модель адаптивно вычитается из исходных сейсмограмм. Если вся схема в целом носит название SRME, то первый этап иногда называют SRMP* - предсказание волн-помех. Этого удобного обозначения мы будем придерживаться в дальнейшем изложении.

На рис. 1.3, *а* условно показан процесс возбуждения и регистрации сейсмических волн. Энергия, излучённая источником *s*, распространяется в нижнее полупространство, где претерпевает отражение вверх от глубинных границ, и регистрируется сейсмоприёмниками в виде отражённых волн (например, сигнал (*s, q*)). Кратные волны, связанные с переотражением от свободной поверхности, соответствуют дополнительному распространению энергии колебаний в нижнем полупространстве и отражению вверх от тех же глубинных границ (например, сигнал (*s, q, r*)). Привлекая аппарат теории продолжения волновых полей [8] (здесь требуется при-

менение прямого продолжения) и имея в распоряжении зарегистрированные волны вида (*s, q*), можно спрогнозировать кратные волны, связанные с переотражением от выбранного кратнообразующего горизонта, например (*s, q, r*). Для этого необходимо получить оценку глубинно-скоростной модели среды в интервале глубин от свободной поверхности до этого горизонта. Применение методов обнаружения и распознавания природы волн на сейсмограммах не требуется.

Для реализации вычислений следует построить оператор прямого продолжения, который связан с функцией Грина, имеющей смысл волнового поля, возбуждённого источником, расположенным в точке с координатой *q*, и регистрируемого в точке *r*. Очевидно, что в сейсморазведке по методу многократных перекрытий такое волновое поле регистрируется в наблюдаемых сейсмограммах. Поэтому вместо решения прямой задачи можно извлечь соответствующую информацию из реальных сейсмограмм. Если говорить совсем просто, то, как следует из рис. 1.3, *а*, лучевая траектория кратной волны, претерпевшей хотя бы один акт отражения от свободной поверхности в нижнее полупространство (в данном случае это произошло в точке *q*), состоит из двух сегментов - пути, пройденного волной из *s* в *q*, и пути из *q* в *r*. Этим сегментам соответствуют две волны (однократные или кратные, на рис. 1.3, *а* изображены одно-

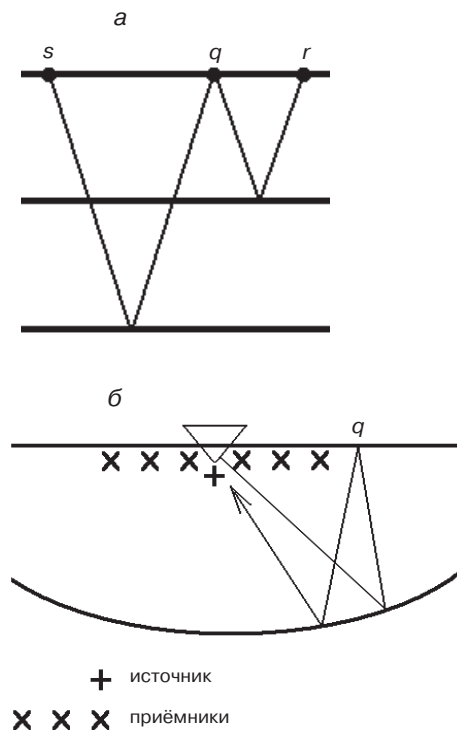


Рис. 1.3. Лучевая траектория кратной волны как совокупность лучевых траекторий двух однократных волн: *а* - схематически изображена сейсмограмма общего пункта возбуждения *s*; жирные точки - положения сейсмоприёмников *q* и *r*; *б* - при 2D- или узкоазимутальной 3D-сейсморазведке промежуточная точка выхода луча может лежать вне области, покрытой источниками; треугольником показано судно, курс движения направлен на наблюдателя или от наблюдателя

* Surface Related Multiple Prediction - прогнозирование кратных волн, связанных с переотражением в нижнее полупространство от свободной поверхности.

кратные отражения), которые были зарегистрированы в исходных данных. В дальнейшем нам будет удобно использовать следующие сортировки трасс: сегменту (s, q) соответствует волна, зарегистрированная на сейсмограмме общего пункта возбуждения s , ОПВ(s); сегменту (q, r) соответствует волна, зарегистрированная на сейсмограмме общего пункта приёма r , ОПП(r). Тогда самый непосредственный способ получить кратную волну (s, q, r) из волн (s, q) и (q, r) это как бы “сложить” их лучевые траектории. Такое “сложение” достигается путём взаимной свёртки трасс, на которых зарегистрированы волны.

Иначе говоря, если волна подошла к поверхности и отразилась от неё в нижнее полупространство, то трассу, зарегистрированную в точке отражения, можно рассматривать как функцию вторичного источника (принцип Гюйгенса). Тогда, если запись в точке приёма была реакцией среды на точечный импульсный источник, то, чтобы получить кратную волну, нужно свернуть трассу с этой функцией источника. Отсюда приходим к алгоритму, основанному на взаимных свёртках трасс исходного поля. Но так как модель среды неизвестна, то неизвестна и точка q выхода луча на поверхность, благодаря отражению от которой образована и зарегистрирована кратная волна. Тогда мы переберём все возможные точки отражения в пределах некоторого интервала (апертуры) и просуммируем результаты взаимных свёрток. В этом состоит основная идея алгоритма SRMP, и так осуществляется расчёт модели кратных волн без привлечения информации о глубинно-скоростном строении среды.

Описанная процедура реализуется путём вычислений в соответствии с выражением

$$M(s, r, t) = f(t) * \sum_{q \in A} U(s, q, t) * U(q, r, t), \quad (1.1)$$

где $M(s, r, t)$ - искомая модель кратных волн; A - апертура; $f(t)$ - компенсирующий фильтр (будет подробно рассмотрен ниже); $U(s, q, t)$ - трасса, зарегистрированная при положении источника s и приёмника q ; $U(q, r, t)$ - трасса, зарегистрированная при положении источника q и приёмника r ; звёздочка обозначает свёртку. Если обрабатываются 2D-сейсмограммы, полученные при профильной сейсморазведке, то одномерная координата q в (1.1) отсчитывается вдоль линии профиля.

Разумеется, кратные волны рассматриваемого типа являются реакцией среды не на совокупность вторичных точечных источников с характеристиками, совпадающими с зарегистрированными колебаниями, а на всё, вообще говоря, непрерывное трёхмерное поле, которое “принимается” и отражается свободной поверхностью. Для получения искомого корректного результата, кратных волн всех порядков кратности, такую трёхмерную функцию отклика среды следовало бы сворачивать саму с собой бесконечное число раз. Кроме того, зарегистрированное поле должно было бы быть реакцией на идеальный импульсный точечный источник (типа дельта-функции $\delta(t)$). Невыполнение этих условий приводит к необходимости внесения поправок в алгоритм прогно-

зирования. Для реализации потенциальных возможностей метода требуется соблюдение многих, зачастую невыполнимых условий.

Если обработке подлежат результаты площадных наблюдений, то положение промежуточной точки характеризуется двумя координатами, одну из которых, q_x , условимся откладывать вдоль линии источников (*inline*). Другую координату, q_y , будем откладывать в перпендикулярном направлении (*cross-line*). Тогда вместо (1.1) получим алгоритм прогнозирования

$$M(s, r, t) = f(t) * \sum_{q_x \in A} \sum_{q_y \in A} U(s, q_x, q_y, t) * U(q_x, q_y, r, t), \quad (1.2)$$

здесь A играет роль площадной апертуры.

Алгоритмы вида (1.1) и (1.2), а также их модификации соответствуют первой итерации процедур 2D и 3D SRMP. С целью получения корректного поля помех необходимо провести дополнительные итерации, для чего в (1.1) или (1.2) используются два различных набора данных: исходные сейсмограммы и модель, полученная на предыдущей итерации.

Основная проблема, с которой приходится сталкиваться при проведении 2D- или узкоазимутальной 3D-сейсморазведки в среде 3D, заключается в том, что промежуточная точка q может оказаться расположенной вне области, занимаемой сейсмоприёмниками. Такую ситуацию схематически иллюстрирует рис. 1.3, б, где судно обозначено треугольником, а курс его движения направлен на наблюдателя (или от наблюдателя). Здесь преобразование (1.1) или (1.2) всё равно “сфокусирует” волну-помеху, однако результат прогнозирования будет характеризоваться кинематическими и динамическими погрешностями.

ЗАДАЧА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КРАТНЫХ ВОЛН КАК ПРЯМОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

С другой стороны, из рис. 1.3, а следует, что задача прогнозирования кратных волн может рассматриваться как прямое продолжение волнового поля через среду известной структуры вглубь до некоторого кратнообразующего горизонта и обратно к свободной поверхности (глубинно-скоростная модель среды должна быть известна, по крайней мере в интервале глубин от поверхности до этого горизонта). Такой подход развивается в основополагающих работах [14, 16] и последующих публикациях. Соответствующие вычисления базируются на построении функции Грина и использовании интеграла Кирхгофа. Можно, основываясь на теории продолжения сейсмических волновых полей, проанализировать способ прогнозирования кратных волн (1.2). Этот анализ приводится в статье [2], ниже воспроизведены основные результаты.

Пусть среда содержит глубинные отражающие границы, которые мы пронумеруем и обозначим через Σ_i , где i - порядковый номер. Выберем некоторый k -й глубинный кратнообразующий горизонт Σ_k (например, дно

моря). Процедура прямого продолжения волнового поля с целью прогнозирования кратных волн, связанных с переотражением от этого горизонта со стороны приёмника, осуществляется при помощи интегрального преобразования вида

$$M_k(s, r, t) = \int_{q_x} \int_{q_y} U(s, q_x, q_y, t) * \frac{\partial}{\partial z} G_k(q_x, q_y, r, t) dq_x dq_y, \quad (1.3)$$

где $G_k(q_x, q_y, r, t)$ - функция Грина. Оператор $\frac{\partial G_k}{\partial z}$, который в (1.3) является весовой функцией, совпадает с производной по нормали к свободной поверхности поля волны, распространяющейся из источника, порождающего сигнал вида дельта-функции и находящегося в точке q . Волна отражена k -м горизонтом и зарегистрирована приёмником, расположенным в точке r . Получив G_k средствами решения прямых задач, можно посчитать производную по нормали. Соответствующие вычисления удобно производить в области преобразования Радона или в $(\omega - k)$ -плоскости [2, 7]. Преобразованием (1.3) может быть спрогнозировано поле кратных волн, связанных с переотражением только от одного глубинного кратнобразующего горизонта. Если среда содержит несколько контрастных границ Σ_j , порождающих фон кратных отражений, то приходится процедуру прогнозирования повторять для каждой из них. Описанный способ прямого продолжения площадных сейсмограмм "по однократной волне" можно обобщить и на продолжение "по кратным волнам". Понятно, что такое преобразование требуется для прогнозирования кратных волн всех порядков кратности, отражённых от всех глубинных границ. Тогда переберём все возможные типы волн G_i и просуммируем результаты прогнозирования

$$M(s, r, t) = \sum_i M_i(s, r, t), \quad (1.4)$$

тем самым получим полное поле кратных волн, связанных с переотражением в нижнее полупространство от свободной поверхности, т. е. аналог модели (1.2).

Как следует из (1.3) и (1.4),

$$M(s, r, t) = \sum_i \int_{q_x} \int_{q_y} U(s, q_x, q_y, t) * \frac{\partial}{\partial z} G_i(q_x, q_y, r, t) dq_x dq_y,$$

откуда

$$M(s, r, t) = \int_{q_x} \int_{q_y} U(s, q_x, q_y, t) * \frac{\partial}{\partial z} \sum_i G_i(q_x, q_y, r, t) dq_x dq_y. \quad (1.5)$$

Заметим, что выражение $\sum_i G_i(q_x, q_y, r, t)$ представляет собой сумму однократных и кратных волн, зарегистрированных на сейсмограмме ОПП, а после свёртки с

сейсмическим импульсом $w(t)$ эта сумма совпадает (с точностью до помех) с самой сейсмограммой ОПП, т. е.

$$U(q_x, q_y, r, t) = w(t) * \sum_i G_i(q_x, q_y, r, t).$$

Обозначим через $w^{-1}(t)$ оператор деконволюции: $w^{-1}(t) * w(t) = \delta(t)$. Тогда перепишем (1.5) в виде

$$M(s, r, t) = w^{-1}(t) * \int_{q_x} \int_{q_y} U(s, q_x, q_y, t) * U'(q_x, q_y, r, t) dq_x dq_y, \quad (1.6)$$

где $U'(q_x, q_y, r, t) = \frac{\partial U(q_x, q_y, r, t)}{\partial z}$ - производная по нормали к свободной поверхности сейсмограммы ОПП.

При обработке реальных данных приходится считаться с дискретностью сейсмограмм по пространственным координатам. Поэтому интегрирование (1.6) заменяется суммированием в пределах площадной апертуры A

$$M(s, r, t) = d(t) * \sum_{q_x \in A} \sum_{q_y \in A} U(s, q_x, q_y, t) * U'(q_x, q_y, r, t), \quad (1.7)$$

где компенсирующий фильтр $d(t)$ включает множитель масштаба, зависящий от шага между трассами по координатам q_x и q_y .

Из сравнения полученного выражения (1.7) с (1.2) становится ясным смысл оговоренных выше поправок, учитывающих то, что при образовании кратной волны свободная поверхность действует не как набор независимых вторичных точечных дифракторов, а как достаточно протяжённая локально-плоская граница [3, 9]. Такая поправка вносится путём дифференцирования по нормали к свободной поверхности волнового поля, формирующего одну из сейсмограмм, фигурирующих в (1.7).

Существуют методы прогнозирования кратных волн, основанные на вычислениях непосредственно по формуле (1.3), для чего производится предварительное оценивание глубинно-скоростной модели среды в интервале глубин от свободной поверхности до выбранного глубинного кратнобразующего горизонта. Так как при морской сейсморазведке наиболее интенсивная помеха сформирована волнами, связанными с реверберацией в водном слое, то следует оценить глубину морского дна, и это, как правило, не вызывает затруднений. В качестве функции Грина в задаче прогнозирования кратных волн (1.3) следует использовать поле волны, однократно отражённой от дна. Тогда, решив прямую задачу и вычислив производную поля волны по нормали к поверхности, произведём расчёты в соответствии с (1.3), точнее говоря - с дискретным аналогом преобразования (1.3). Указанный способ прогнозирования обсуждался в работе [14], его модификация с целью получения модели помех на глубинном уровне, совпадающим с морским дном, предложена в [16]. Обобщение алгоритма для обработки площадных сейсмограмм описано в [15].

Как следует из (1.3) и из рис. 1.1, полнократные и частично-кратные волны первого порядка кратности прогнозируются по однократно отражённым волнам. Для прогнозирования волн старших порядков кратности требуется привлечение кратных волн младших порядков. В отличие от преобразования (1.3), обеспечивающего кинематически и динамически (с точностью до несущественных поправок [5, 6]) корректную модель волн-помех, аналогичный расчёт на основании (1.2) должен представлять собой итерационную процедуру. Доказана сходимость итерационного процесса, и, вообще говоря, для получения удовлетворительной модели помех требуется произвести хотя бы несколько итераций.

ПРИЧИНЫ КИНЕМАТИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ НЕСООТВЕТСТВИЙ МОДЕЛИ ПОМЕХ РЕАЛЬНО ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫМ КРАТНЫМ ВОЛНАМ

Сопоставляя выражения (1.1), (1.2) и (1.7), позволяющие прогнозировать кратные волны, можно увидеть следующие причины, по которым волновое поле, получаемое в результате преобразования SRMP, будет отличаться от реально зарегистрированных в исходных сейсмограммах волн-помех. Эти отличия обусловлены особенностями алгоритма, поэтому они неизбежны как при использовании 3D SRMP, так и 2D SRMP. Поэтому на втором шаге обработки всегда требуется адаптация полученной модели.

1. В выражении (1.3) в качестве оператора прогнозирования кратных волн используется поле однократно отражённой волны, вызванной импульсным источником, излучающим сигнал в виде дельта-функции. При расчётах в соответствии с (1.2) поле однократной волны “заимствуется” из исходных сейсмограмм. Таким образом, при взаимных свёртках трасс (1.2) импульс $w(t)$ претерпевает автосвёртку, и формой сигнала в получаемой модели кратных волн становится $w(t) * w(t)$. На необходимость коррекции эффекта автосвёртки указывает фильтр $d(t)$ в (1.7), который включает оператор деконволюции $w^{-1}(t)$. На практике подбор фильтра производится в процессе адаптации.

Искажения модели требуют корректирующей фильтрации, стационарной по временной и пространственным координатам.

2. При реализации прогнозирования в виде процедуры (1.1) или (1.2) оператором преобразования являются сами же зарегистрированные волны. Понятно, что на динамику сигнала влияют характеристики направленности источника и приёмника колебаний. Сравнив (1.2) с (1.3), приходим к заключению, что для корректного прогнозирования исходные сигналы требуется скорректировать не только за форму импульса, но и за характеристики направленности. Любая кратная волна рассматриваемого нами типа переотражается в нижнее полупространство от свободной поверхности, и при вычислениях (1.2) акт переотражения имитируется в процессе суммирования по координате q взаимных свёр-

ток трасс. В процессе формирования реального сигнала кратной волны угол подхода луча к точке q никак не влияет на результат (здесь мы не имеем в виду зависимость коэффициента отражения от угла подхода луча). Однако трасса $U(s, q_x, q_y, t)$, принадлежащая сейсмограмме ОПВ(s), подвержена влиянию характеристики направленности приёмника, расположенного в точке q . Трасса $U(q_x, q_y, r, t)$, принадлежащая сейсмограмме ОПП(r), подвержена влиянию характеристики направленности источника, расположенного в точке q . Как правило, характеристики направленности известны. Они задаются в виде зависимостей относительной амплитуды сигнала от угла выхода или подхода луча волны. Для компенсации сейсмограмм ОПВ за характеристику направленности приёмника и сейсмограмм ОПП за характеристику направленности источника следует преобразовать сейсмограммы из пространственно-временной области в область, где волны будут сгруппированы по значению лучевого параметра, например в область разложения Радона или в $(\omega - k)$ -плоскость.

Легко понять, что мы располагаем возможностью коррекции только “лучевой” компоненты волнового поля, так как к “нелучевой” части, которая связана с эффектами дифракции, неприменимо понятие угла выхода или подхода. Таким образом, мы приходим к заключению о невозможности прогнозирования той части поля помех, которая связана с эффектами дифракции. Тем не менее, на конференции “Геомодель-2008” алгоритм SRME преподносился как эффективное средство борьбы с “дифрагированными кратными” волнами (кроме того, на конференции “Геомодель-2005” подавление “дифрагированных кратных” волн при помощи SRME присутствовало даже в заглавии одного из докладов). Как правило, при промышленной обработке сейсмических данных коррекция исходных сейсмограмм за характеристики направленности не производится.

Искажения модели требуют корректирующей фильтрации, нестационарной как по временной, так и по пространственным координатам.

3. Прогнозирование кратных волн производится при помощи процедур миграционного типа. Действительно, преобразование (1.3) фактически осуществляет накопление сигнала, присутствующего в сейсмограмме ОПВ, при этом траектория суммирования определяется годографом однократной отражённой волны G . Это же справедливо и для преобразования (1.1) или (1.2), где в роли G выступают сами зарегистрированные сигналы. В силу дискретности волнового поля по пространственным координатам интегрирование заменяется суммированием (1.2) или (1.7). Понятно, что при этом искажения формы импульса, обусловленные несинфазным накоплением, будут зависеть как от шагов дискретизации по пространственным координатам, так и от локальной кривизны годографов накапливаемого сигнала и оператора преобразования.

Искажения модели, обусловленные дискретностью данных, требуют корректирующей фильтрации, нестационарной как по временной, так и по пространственным координатам.

4. При несинфазном суммировании дискретных сигналов порождаются артефакты преобразования, известные как аляйсинг-шумы. Получаемое поле кратных волн $M(t)$ будет представлять собой сумму спрогнозированных волн-помех $K(t)$ и аляйсинг-шума $N(t)$: $M(t) = K(t) + N(t)$. Если реально зарегистрировано поле $U(t)$, $U(t) = P(t) + Z(t)$, где $P(t)$ - однократные волны, $Z(t)$ - кратные волны, то при адаптации модели $M(t)$ с использованием критерия минимума энергии результата вычитания будет решаться задача подбора такого фильтра $f(t)$, чтобы выполнялось

$$\sum_t (U(t) - f(t) * M(t))^2 \rightarrow \min. \quad (1.8)$$

Пусть для простоты рассуждений спрогнозированная “полезная” часть поля помех $K(t)$ отличается от реальных помех $Z(t)$ множителем c . Тогда в процессе расчёта фильтра аляйсинг-шум приведёт к смещению оценки и не позволит получить желаемый коэффициент c . Действительно, вычитая $cM(t)$ из $U(t)$, мы внесём в результат подавления кратных волн аляйсинг-шум, наблюдавшийся в модели $M(t)$, и получим $P(t) - cK(t)$. Таким образом, в процессе решения оптимизационной задачи оценивания фильтра $f(t)$ будет обеспечиваться компромисс между “глубиной” подавления кратных волн $Z(t)$ и возрастанием энергии результата за счёт добавления аляйсинг-шума. Вследствие этого, несмотря на то, что исходное поле $U(t)$ не подвергалось обработке при помощи многоканальных процедур, результат ослабления кратных волн будет содержать аляйсинг-шум.

Искажения модели, обусловленные дискретностью данных, требуют корректирующей фильтрации, нестационарной как по временной, так и по пространственным координатам.

5. Как следует из названия процедуры SRME, она предназначена для подавления кратных волн, обусловленных переотражением от свободной поверхности, т. е. полнократных и частично-кратных волн. Траектория луча внутренне-кратных волн не имеет промежуточной точки выхода на свободную поверхность, поэтому такие волны не прогнозируются и, как следствие этого, не вычитаются. Если в качестве критерия используется минимум энергии результата, то наличие в $Z(t)$ семейства волн, отсутствующих в $M(t)$, приведёт к смещению оценки оптимального фильтра $f(t)$.

Прогнозирование и вычитание внутренне-кратных волн невозможны. Наличие внутренне-кратных волн в исходных данных отрицательно сказывается на качестве вычитания полнократных и частично-кратных волн.

6. Из выражения (1.7) следует, что для получения адекватной модели кратных волн к одной из сейсмограмм, фигурирующих в (1.7), требуется применить предварительную обработку с целью преобразования $U(q_x, q_y, r, t)$ в $U'(q_x, q_y, r, t)$, т. е. в производную по нормали к свободной поверхности. Как правило, такая подготовка исходных сейсмограмм игнорируется, тем более что она представляет собой весьма времязатягивающую процедуру, к тому же, значительно замедляющую последующие вычисления

(вместо одного набора данных для взаимных свёрток трасс используется два набора).

Искажения модели требуют корректирующей фильтрации, нестационарной как по временной, так и по пространственным координатам.

7. Добиться адекватности спрогнозированной модели реально зарегистрированным кратным волнам можно только произведя несколько итераций SRMP. Как правило, при обработке реальных данных ограничиваются лишь одной итерацией, так как время, затрачиваемое на вторую итерацию, удваивается по сравнению со временем, затрачиваемым на первую итерацию.

Действительно, получение поля помех подразумевает расчёт сумм взаимных свёрток трасс двух волновых полей. Вначале первый набор данных считается полем, подлежащим прямому продолжению, а второй набор данных - оператором, осуществляющим такое продолжение. Из первого набора данных формируются сейсмограммы ОПВ, из второго набора данных - сейсмограммы ОПП. Применение вычислений в соответствии с (1.1), (1.2) или (1.7) прогнозирует кратные волны, образованные со стороны приёмника. Затем первый набор данных в сортировке ОПП и второй набор данных в сортировке ОПВ вновь используются в (1.1), (1.2) или (1.7). Тем самым прогнозируются волны, образованные со стороны источника. Наконец, поля волн со стороны приёмника и со стороны источника суммируются (как альтернатива, при адаптивном вычитании эти поля можно использовать по отдельности, и такой подход может иметь свои преимущества), и результат, после адаптации, вычитается из зарегистрированных сейсмограмм. Если производится первая итерация SRMP и если вычисление производной по нормали к поверхности игнорируется, то первый и второй наборы данных совпадают, являясь исходным полем. Следовательно, нет смысла проводить вычисления дважды, так как результаты, вообще говоря, окажутся тождественными. Трудности возникают на последующих итерациях, когда в качестве одного набора данных используется исходное волновое поле, а вторым набором данных является либо результат адаптивного вычитания, либо результат прогнозирования, полученные на предыдущей итерации. Понятно, что объём вычислений возрастает более чем вдвое. И если в исключительных случаях в графе обработки данных при помощи 2D SRMP можно заказать проведение двух итераций в надежде улучшить качество прогнозирования (в особенности для данных, полученных на мелководье), то при реализации 3D SRMP это потребует чрезвычайных вычислительных усилий.

Искажения модели, полученной при помощи только одной итерации, требуют корректирующей фильтрации, нестационарной как по временной, так и по пространственным координатам.

8. При фланговых наблюдениях, т. е. если приёмники расположены по одну сторону от источника, промежуточная точка выхода луча кратной волны на свободную поверхность может находиться в области “отрицательных удалений” ПВ-ПП. С целью прогнозирования кратных волн такого типа требуется построить сейсмо-

граммы, имитирующие симметричную систему наблюдений. Для этого отсутствующие трассы отрицательных удалений на сейсмограммах ОПВ и ОПП формируются на основании сейсмического принципа взаимности. Однако необходимым условием соблюдения принципа взаимности является совпадение характеристик направленности источника колебаний и сейсмоприёмника [1, 10]. В противном случае при прогнозировании в получаемую модель будут вноситься динамические искажения.

Искажения модели требуют корректирующей фильтрации, нестационарной как по временной, так и по пространственным координатам.

9. Как следует из (1.3), прогнозирование помех требует суммирования по площадной апертуре. Дело в том, что волна, вызванная источником, подходит из нижнего полупространства к свободной поверхности, отражаясь от которой порождает кратные волны. С целью прогнозирования помех методами прямого продолжения поля требуется имитировать акт отражения от свободной поверхности. Однако если в распоряжении имеются только результаты профильных наблюдений, то возможность такой имитации теряется. Энергия первичной волны, переотразившаяся вне линии профиля, не регистрировалась. Поэтому она не может быть учтена при прогнозировании (1.7). Площадную апертуру A в (1.3) приходится заменять одним её сечением.

Искажения модели требуют корректирующей фильтрации, нестационарной как по временной, так и по пространственным координатам.

Перечисленные эффекты, приводящие к несоответствию получаемой модели реально зарегистрированным помехам, скомпонованы в таблицу.

Описанные особенности процедуры SRMP относятся к свойствам самого алгоритма и имеют место как при 2D, так и при 3D его реализации (в том числе и пункт 9). Иначе говоря, ни в 2D-среде, ни в 3D-среде, ни при реализации 2D SRMP, ни при реализации 3D SRMP мы не имеем возможности получения адекватной модели помех. Сколь тщательно и аккуратно бы мы ни пытались провести этап прогнозирования, даже учитывая эффекты 3D, результат будет отличаться от реально зарегистрированных волн, причём эти отличия неизбежно будут носить нестационарный характер как по пространственным координатам, так и по времени. Поэтому этап адаптации неизбежен, причём она должна производиться при помощи подбора нестационарных фильтров. Как следует из пункта 1, такие фильтры включают оператор деконволюции, т. е. они призваны корректировать амплитудный и фазовый спектр исходного импульса. Следовательно, нестационарные фильтры должны быть смешанно-фазовыми и весьма протяжёнными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. В первой части статьи были изучены особенности алгоритма SRMP, позволяющего прогнозировать кратные волны, связанные с переотражением в нижнее полупространство от свободной поверхности. Анализ проводился с позиций теории продолжения сейсмических волновых полей, что позволило вскрыть причины неизбежных искажений получаемой модели помех. Поэтому следующим этапом обработки с целью подавления кратных волн является адаптация. Во второй части статьи будут рассмотрены алгоритмы, позволяющие проводить адаптацию с учётом нестационарности по временной и пространственным координатам.

Причины, приводящие к неадекватности получаемой модели реально зарегистрированным волнам-помехам, и их следствия

Причина	Следствие
1. Эффект автосвёртки импульса	Требуется стационарная по t и x адаптация
2. Невозможность корректной компенсации характеристик направленности источника и приёмника	Требуется нестационарная по t и x адаптация. Невозможность прогнозирования дифрагированных кратных волн
3. Искажение формы сигнала зависит от дискретности данных, пропусков трасс и локальной кривизны годографа	Требуется нестационарная по t и x адаптация
4. Пространственная дискретность волнового поля	Требуется нестационарная по t и x адаптация. При вычитании кратных волн обеспечивается компромисс между степенью подавления помех и энергией аляйсинг-шума, добавляемого в результирующие сейсмограммы
5. Наличие внутренне-кратных волн	Адаптация и вычитание невозможны
6. Игнорирование процедуры вычисления производной волнового поля по нормали к свободной поверхности	Требуется нестационарная по t и x адаптация
7. Отказ от нескольких итераций	Требуется нестационарная по t адаптация
8. Нарушение принципа взаимности	Требуется нестационарная по t и x адаптация
9. Рассеяние энергии волн вне линии профиля	Требуется нестационарная по t и x адаптация

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бреховских Л. М., Гордин О. А.*, 1989, Акустика слоистых сред: М., Наука.
2. *Денисов М. С.*, 2006, Анализ метода прогнозирования кратных волн без знания модели среды с позиций теории продолжения волновых полей: Геофизика, **1**, 5 - 20.
3. *Денисов М. С.*, 2008, Где живут дифракторы?: Технологии сейсморазведки, **2**, 97 - 101.
4. *Денисов М. С., Курин Е. А.*, 2007, Способы прогнозирования кратных волн по данным площадных морских наблюдений: Технологии сейсморазведки, **2**, 73 - 78.
5. *Денисов М. С., Фиников Д. Б.*, 2006, О методах прогнозирования кратных волн при помощи преобразований миграционного типа: Геофизика, **6**, 3 - 14.
6. *Денисов М. С., Фиников Д. Б.*, 2007, Методы подавления кратных волн в сейсморазведке. Часть1: Технологии сейсморазведки, **1**, 5 - 16.
7. *Денисов М. С., Фиников Д. Б.*, 2007, Методы подавления кратных волн в сейсморазведке. Часть3: Технологии сейсморазведки, **3**, 3 - 17.
8. *Петрашень Г. И., Нахамкин С. А.*, 1973, Продолжение волновых полей в задачах сейсморазведки: Л., Наука.
9. *Петрашень Г. И., Рудаков А. Г.*, 2008, О недопустимых искажениях законов природы в фундаментальных задачах технологичной сейсморазведки: Технологии сейсморазведки, **2**, 86 - 94.
10. *Соловьев В. С.*, 2001, Принцип сейсмической взаимности: Изв. РАН. Физика Земли, **4**, 12 - 23.
11. *Berkhout A. J.*, 1982, Seismic migration: Imaging of acoustic energy by wave field extrapolation: Elsevier Science Publ., Co., Inc.
12. *Berkhout A. J.*, 1999, Multiple removal based on the feedback model: The Leading Edge, **18**, 127 - 131.
13. *Berkhout A. J., Verschuur D. J.*, 1997, Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part1 and 2: Geophysics, **62**, 1586 - 1595, 1596 - 1611.
14. *Berryhill J. R., Kim Y. C.*, 1986, Deep-water peg legs and multiples: Emulation and suppression: Geophysics, **51**, 2177 - 2184.
15. *Lokshtanov D., Denisov M., Kurin E.*, 2007, Wave-equation prediction of multiples - different strategies for different conditions: EAGE, 69th Conference, Extended Abstracts.
16. *Wiggins J. W.*, 1988, Attenuation of complex water-bottom multiples by wave-equation-based prediction and subtraction: Geophysics, **53**, 1527 - 1539.