

Seismic inversion methods and some of their constraints Методы сейсмической инверсии и их ограничения

П. С. Х. Викен и М. Да Сильва *
P. C. H. Veeken and M. Da Silva*

Введение

Последние пару лет неуклонно рос интерес к методу сейсмической инверсии. Комплексные исследования являются неотъемлемой частью проектов по разработке месторождений углеводородов (например, Vazquez *et al.* 1997, Cosentino 2001) а инверсия – один из способов извлечь дополнительную информацию из сейсмических данных. В работе кратко рассматриваются различные методы инверсии. При инверсии сейсмическая волна представляется в виде ступенчатого отклика, соответствующего акустическому импедансу и /или акустической жесткости слоистой толщи для наклонного падения. Это упрощает интерпретацию значащих геологических и петрофизических границ. Во многих случаях, инверсия увеличивает разрешающую способность традиционной сейсморазведки и выводит изучение параметров коллектора на новый уровень. Применение инверсии позволяет оптимизировать объемные подсчеты, улучшать классификации жил/объектов, лучше оконтуривать дренируемые площади и идентифицировать 'самые благоприятные зоны' для исследований при разработке месторождений (например Veeken *et al.* 2002).

Основные этапы процедуры инверсии:

- Контроль качества и предварительная подготовка входных данных.
- Привязка сейсмических данных к скважинным данным, приведение данных к нуль-фазовому виду в зоне исследований и извлечение импульса
- Запуск алгоритма инверсии с генерированием кубов акустической жесткости для нормального или наклонного падения волны на границу и получение атрибутов.

- Визуализация и интерпретация результатов в показателях разработки коллектора.

Методы инверсии бывают детерминистскими либо вероятностными, а подходы инверсии отличаются тем, что инверсия выполняется после /или до суммирования. В качестве входных данных во всех схемах инверсии обычно используются мигрированные данные во временной области. В методе инверсии до суммирования рассматриваются эффекты зависимости амплитуды от удаления в мигрированных сейсмограммах ОГТ. Приходится находить компромисс между методом/затратами/временем и качеством результатов инверсии. До запуска процедур инверсии или AVO анализа рекомендуется проводить анализ технической осуществимости с использованием синтетических сейсмограмм (Da Silva *et al.*, в работе.).

Последние достижения показали нам все преимущества метода сейсмической инверсии. Однако, необходимо отдавать себе отчет, что процедура инверсии неоднозначная, т.е. нет единственно правильного решения нашей конкретной задачи. При интерпретации результатов инверсии необходима осторожность. Необходимым условием выполнения количественной интерпретации конечных результатов является соответствующая предварительная подготовка данных.

Деконволюция и инверсия сейсмических данных. Сейсмическая инверсия является дополнением к традиционной деконволюции. Процедура деконволюции выполняется для того, чтобы

избавиться от некоторых негативных последствий выполнения свертки. Обычно с успехом применяется для уменьшения энергии кратных волн (Yilmaz 2001). При получении наборов данных МОВ, сейсмический сигнал проходит через толщу земли (т.е. свертывается с фильтром, который представляет собой земля) и отражается обратно к сейсмоприемнику (сигнал сворачивается с фильтром, который представляет собой записывающая аппаратура). Деконволюция предназначена для устранения искажений сейсмического отклика, связанных с этими двумя фильтрами. Из-за того, что сейсмические данные имеют ограниченный спектр, нельзя получить импульс в виде одного пика (Veeken, в работе). Тогда фильтр деконволюции должен был бы быть бесконечно длинным, что недостижимо. Ясно, что безупречная деконволюция практически невозможна, и именно здесь нам на помощь приходит инверсия или стратиграфическая деконволюция.

В идеале, граница, обусловленная разностью акустических сопротивлений, должна быть представлена на сейсмической трассе одним пиком. Их контраст описывается формулой для коэффициента отражения:

$$R = (\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1) / (\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1) \quad (1)$$

В реальном мире границы между средами с разными акустическими сопротивлениями иногда расположены очень близко. В результате, сейсмический отклик от первой границы накладывается во времени на отклик от следующей границы. Результат этого наложения – интерференция отдельных осей синфазности на сейсмограмме. Комбинированный отклик регистрируется на сейсмоприемнике на поверхности (Рисунок 1А). При таких обстоятельствах становится трудным выделять отражения от разных границ. Таким образом, при интерпретации надо относиться осторожно к кажущейся амплитуде и частоте отражений (Veeken, в работе).

Чтобы избавиться от некоторых из этих негативных влияний интерференции, необходимо выполнить 'стратиграфическую деконволюцию' (cf Duboz *et al.* 1998). Эта процедура также называется сейсмической инверсией. Сигнатура сигнала заменяется на ступенчатый отклик, соответствующий набору сейсмических импедансов слоев. Такой тип обработки упрощает интерпретацию геологически и петрофизически значимых границ на данных МОВ (Veeken *et al.* 2002). Традиционно на вход модуля инверсии подаются сейсмические данные, мигрированные во временной области (до или после суммирования), импульс и начальная модель строения толщи (скорости и плотности; Рисунок 1В). Инверсия позволяет изучать характеристики коллектора более подробно, при благоприятных условиях разрешение данных даже увеличивается. Выявление тонких пластов основано на едва различимых изменениях формы сейсмического импульса (двугорбый импульс), такие объекты всегда находятся за пределами стандартного разрешения сейсмических данных. Рекомендуется в качестве входных данных в процедуру инверсии использовать сейсмические данные, мигрированные до суммирования во временной области.

* P.C.H. Veeken, 29 rue des Benedictins, 57050 Le Ban St. Martin, France

M. da Silva, 1 rue Leon Migaux, 91341 Massy CEDEX, France

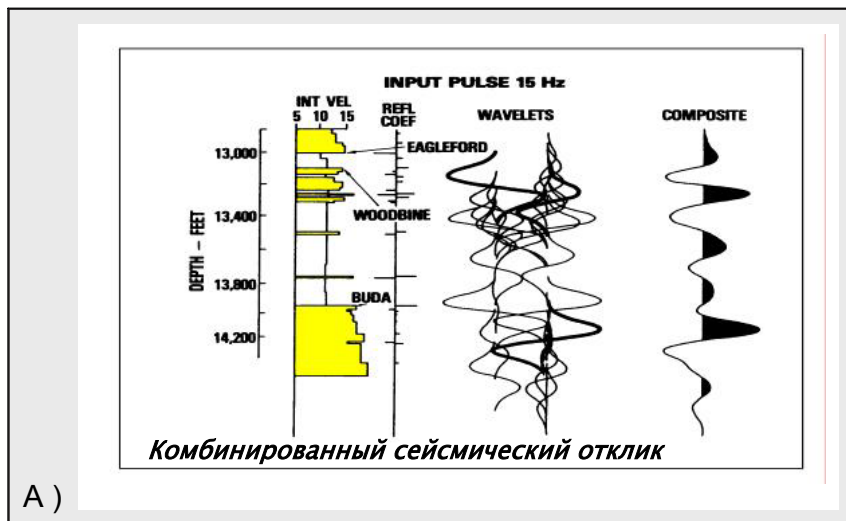


Рисунок 1А Тонкослоистая толща обуславливает образование комбинированного сейсмического отклика в результате перекрытия времен и интерференции импульсов отраженных сейсмических волн (модифицировано по Todd и Sangree, 1977).

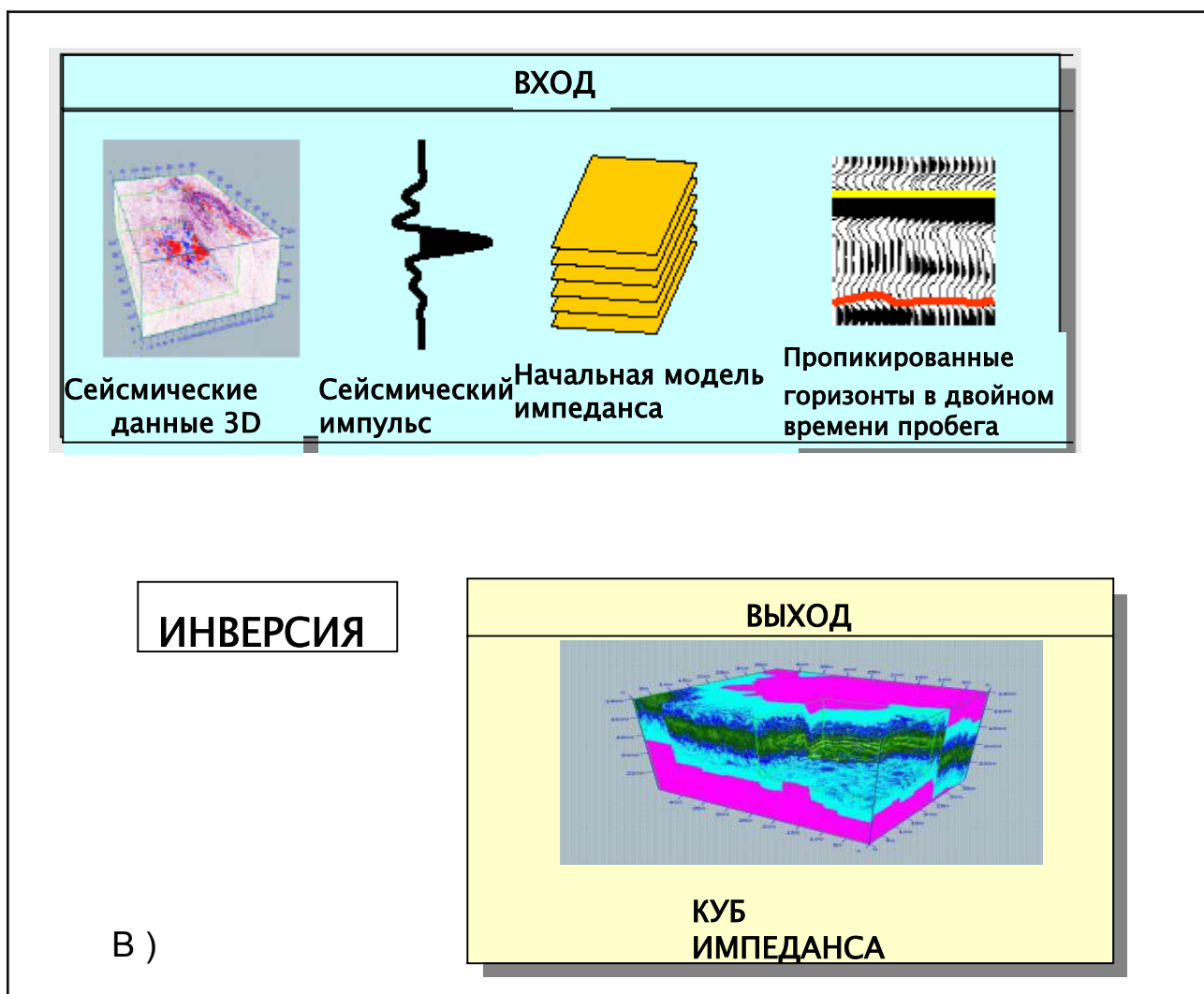


Рисунок 1В Входные значения в модуль сейсмической инверсии включают мигрированные во временной области сейсмические данные, сейсмический импульс, факультативную модель импедансов и пропицированные горизонты во временной области. Правильная подготовка данных – предварительное условие для получения надежных результатов. Сейсмическая инверсия - не однозначная процедура, т.е. нет единственного решения данной задачи, несколько моделей могут в равной степени хорошо отвечать зарегистрированному сейсмическому отклику.

Главным преимуществом этого метода является значительное улучшение поля скоростей и уточнение пикировок отражений. Получаемая модель интервальных скоростей гораздо более детальна, чем та, которую мы получаем с помощью традиционных сейсмических методов, в основе которых лежит формула Дикса (Dix 1955). Кроме того, это поле скоростей гораздо более приемлемо для оценки давлений и предсказания образования разломов в естественном залегании (например Dutta 2002; Рисунок 2).

Инверсия часто выполняется совместно с AVO анализом. Сочетание этих методов геофизических исследований повышает уверенность в правильности классификаций на ранги жил/перспективных пластов и выявления 'самых благоприятных зон' отложения углеводородов (Veeken *et al.* 2002). Такой подход сокращает неопределенности и риски при бурении, что является важным аспектом для оптимизации стратегий разведки и разработки углеводородов (Da Silva *et al.*, в работе).

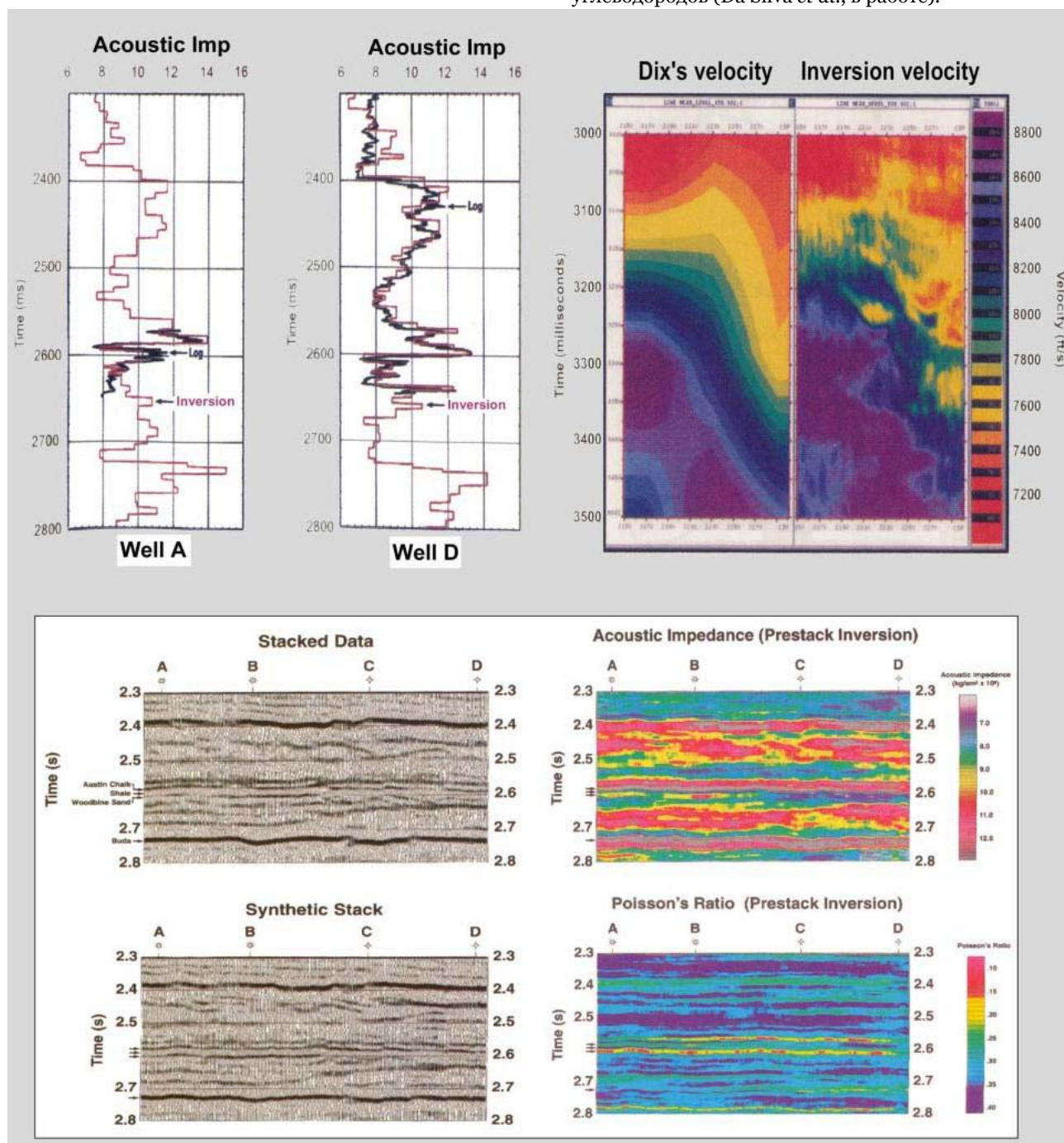


Рисунок 2 В результате сейсмической инверсии до суммирования получают лучшую скоростную модель. Интервальные скорости, рассчитанные с помощью формулы Дикса, слишком гладкие, и таким образом, менее надежные. Формула гарантирует лучший суммарный разрез, но не обязательно дает лучшую интервальную скорость. Инверсия имеет дело с миграцией до суммирования во временной области и эта скоростная модель лучше отражает изменчивое поле скоростей (модифицировано из работы Dutta 2002).

Схема инверсии до суммирования включает в себя изучение AVO эффектов, наблюдаемых на сейсмограммах ОГТ. Частичные суммированные разрезы (PS) проявляют во многих случаях характеристические отличия поведения амплитуды отражений от кровли коллектора углеводородов (AVO эффект). Энергия Р- и S-волн является ключевым параметром при моделировании коэффициентов отражения с помощью синтетических сейсмограмм для разных удалений. Продольные Р-волны содержат информацию о литологии и порозаполнении; содержание флюидов почти не влияет на распространение поперечных S-волн. Отсутствие прямых признаков углеводородов, характерных для разрезов Р-волн, на соответствующих разрезах S-волн, например, является полезным критерием для того, чтобы различать углеводородные коллекторы и коллекторы с рассолом (Stewart *et al.* 2003). Физические параметры пород, такие как коэффициент Пуассона, ρ , λ , $\lambda + 2\mu$ можно оценить по вариациям скоростей Р- и S-волн. Инверсия до суммирования дает больше возможностей получать данные о литологии, пористости, проницаемости и/или о насыщении водой порового пространства исследуемых пород.

В результате стратиграфической деконволюции простые импульсы отражений привязываются к геологическим границам (литологическим изменениям) и основным границам коллектора (например, контакт флюидов). Обычно эта операция выполняется путем обращения куба сейсмических данных в куб акустической жесткости (Рисунок 1В).

Акустический импеданс пород слоистой толщи определяется как произведение плотности на скорость (из Sheriff 2002). Звеном между кубом сейсмических данных и кубом акустического импеданса (AI) является сейсмический импульс. Импульс получают либо напрямую из сейсмических данных или рассчитывают с помощью имеющихся скважинных данных. Плотностной каротаж и акустический каротаж скважин позволяют рассчитывать отклик AI. Для того, чтобы произвести глубинно-временную конверсию вертикальной шкалы каротажа, необходимо выполнить калибровку акустического каротажа по контрольному сейсмокаротажу и/или данным ВСП. При этом реальная сейсмическая трасса в точке расположения скважины сопоставляется с трассой коэффициентов отражения, рассчитанной по данным каротажа. В результате этого сравнения получают сейсмический импульс.

Стандартная процедура инверсии включает в себя следующие шаги:

- Контроль качества и предварительная подготовка входных данных.
- Привязка данных сеймики к скважинным данным и расчет синтетических трасс.
- Приведение данных к нуль-фазовому виду в перспективном пласте и извлечение импульса. Можно миновать этот шаг, если эффекты ненулевой фазы интегрированы в импульс, используемый для инверсии.
- Запуск алгоритма инверсии.
- Визуализация и интерпретация результатов, направленные на оптимизацию разработки коллектора.

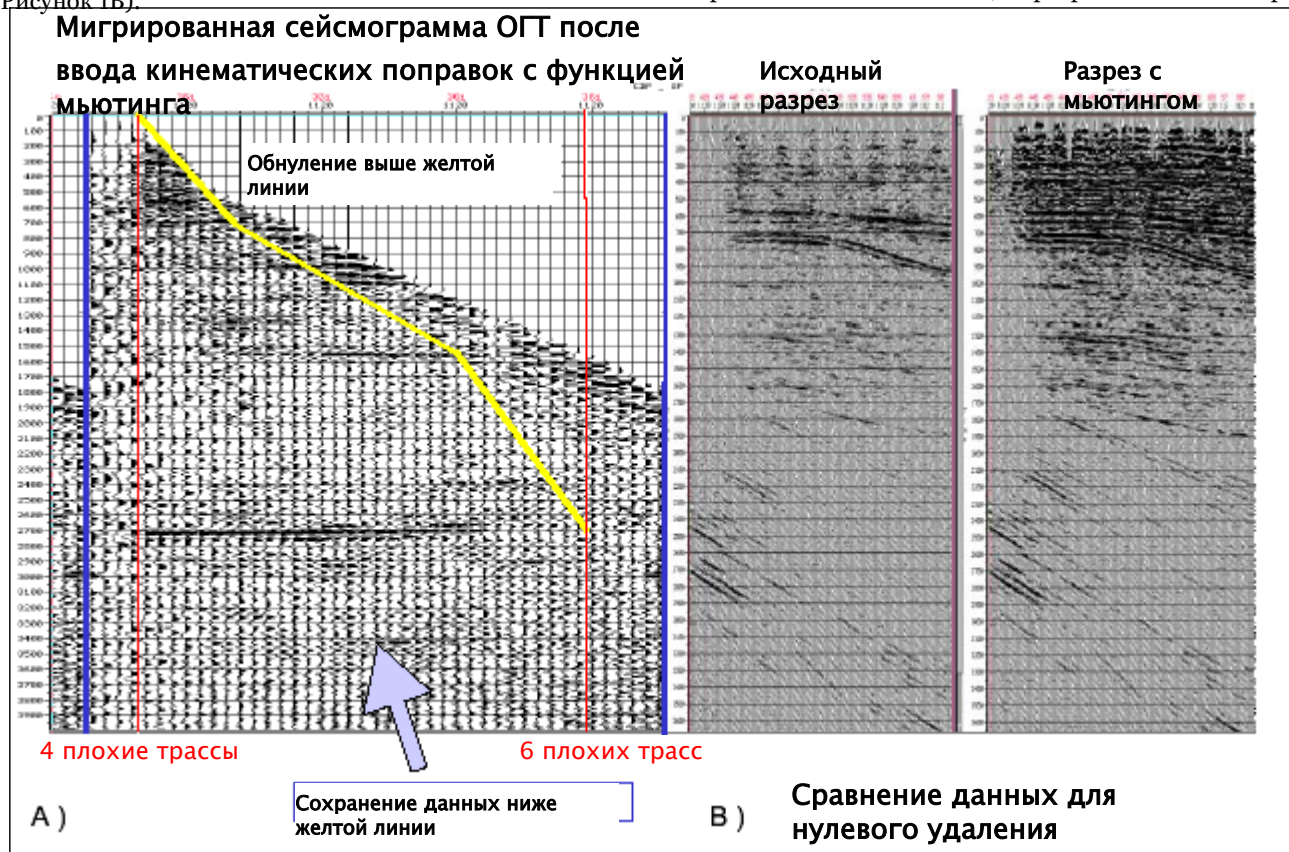


Рисунок 3А Функция мьютинга, применяемая к сейсмограмме ОГТ. В процессе обработки используются данные для определенного удаления и временного диапазона для каждого отсчета по времени. Таким образом, мы можем радикально сократить уровень шума. Выбор правильной функции мьютинга принципиально важен для оптимизации результатов суммирования.

Рисунок 3В Сравнение исходного суммированного сейсмического профиля и того же профиля, на котором была применена функция мьютинга сейсмограмм ОГТ до суммирования.

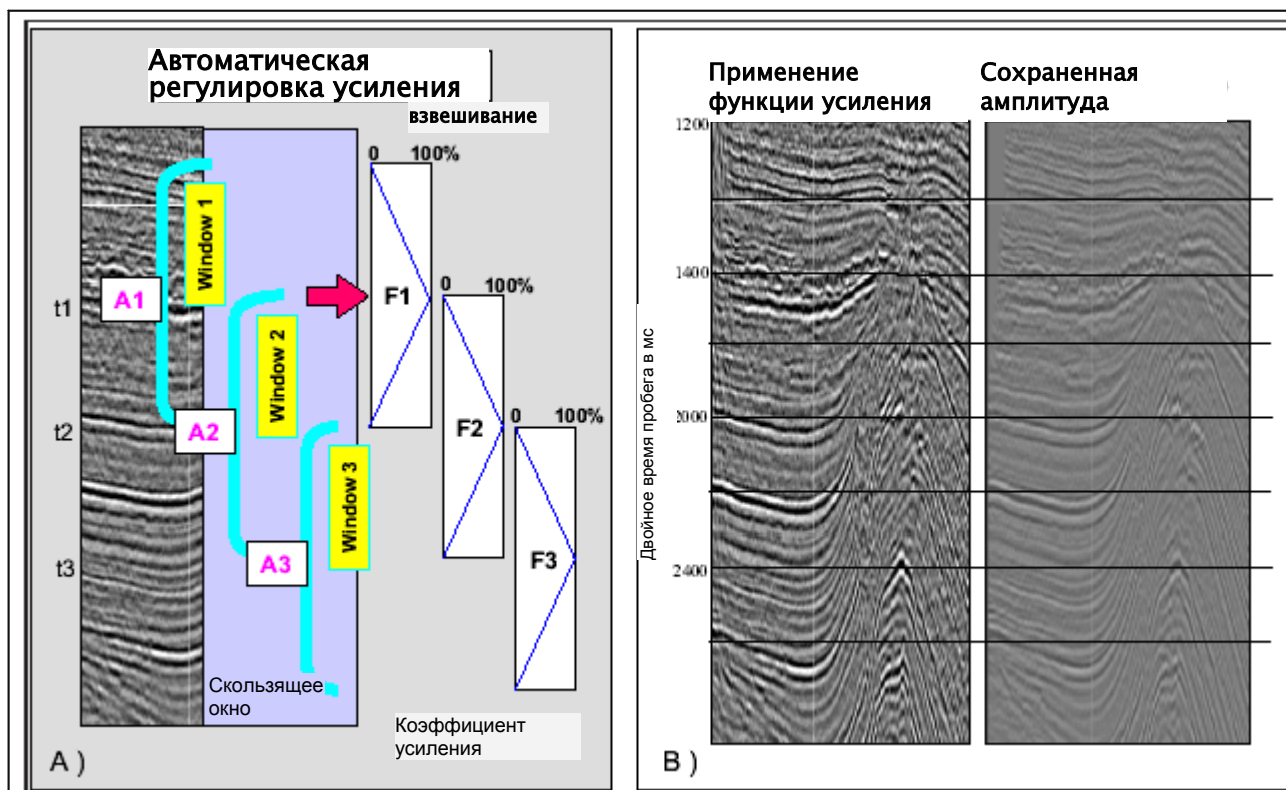


Рисунок 4А Функция Автоматической Регулировки Усиления (АРУ) рассчитывается в скользящем окне. Определяется средняя амплитуда в окне (A1) и умножается на определенную величину. Этот масштабный коэффициент (F1) применяется к отсчету в центре окна. При последующем применении переходной зоны к масштабным коэффициентам в областях наложения позиций временных окон обеспечивается гладкость кривой масштабных коэффициентов по всей трассе для всех временных отсчетов. Таким образом, закон изменения исходных амплитуд меняется во времени.

Рисунок 4В Сравнение суммарного разреза с 'сохранением амплитуд' с суммарным нормированным разрезом. Разрезы с сохранением амплитуды лучше отражают литологию отдельных сейсмических пачек и облегчают правильную интерпретацию (данные любезно предоставлены Ретех).

Выражение «сейсмическая инверсия» – в некотором роде сбивает с толку. Сама по себе «инверсия» означает аннулирование процедуры, но в нашем смысле – это преобразование куба амплитуды в куб акустического импеданса. Имеется несколько способов инверсии, как будет показано позже.

Мониторинг-инверсия данных сейсмики 4D и мониторинг за поведением коллектора помогают исключать эффекты насыщения и давления, вызванные добычей углеводородов (например Gluck 2000, Oldenziel 2003).

Подготовка входных данных

Очень важно проводить отбраковку входных сейсмических данных. Это означает, что в процедуре до суммирования необходимо вернуться к сейсмограммам ОГТ и убедиться, что данные свободны от волн помех. Для этих целей может потребоваться применение более эффективной функции - мьютинга (Рисунок 3). Простая полосовая фильтрация может быть очень эффективна для улучшения качества сейсмических данных. Другим изощренным методом подавления шума на мигрированном разрезе является применение аттенюатора случайных импульсных искажений. Применение фильтрации 3D дает даже лучшие результаты (Da Silva *et al.*, в работе).

При исследованиях 3D очень трудно устранить влияние условий возбуждения-приема, но это важный этап восстановления истинных амплитуд сейсмических данных. Основной целью является сохранение истинных амплитуд, пропорциональных контрасту акустического импеданса и устранение всех известных динамических искажений. Динамическую коррекцию применяют только тогда, когда она улучшает общее качество сейсмических данных. В этом отношении отбеливание амплитудного спектра - опасная процедура, которая требует тщательной оценки еще до применения. Отбеливание означает, что амплитуды для всех частот приводятся к одному и тому же уровню на выходе. Это искусственное усиление - во многих случаях является неконтролируемым процессом, который сопровождается значительным возрастанием уровня шума. Функция усиления может быть полезна, если она не искажает амплитуды (Рисунок 4). Обработка с сохранением амплитуд подразумевает, что применяется только слабое усиление, в достаточно большом временном окне. Предпочтительно, чтобы окно было не меньше 1000 мс. В каждый момент времени сейсмической трассе приписывается определенный коэффициент усиления. Выравнивание амплитуд – это тонкий процесс, который должен выполняться с осторожностью, особенно если конечной целью является количественная интерпретация (Veeken, в работе).

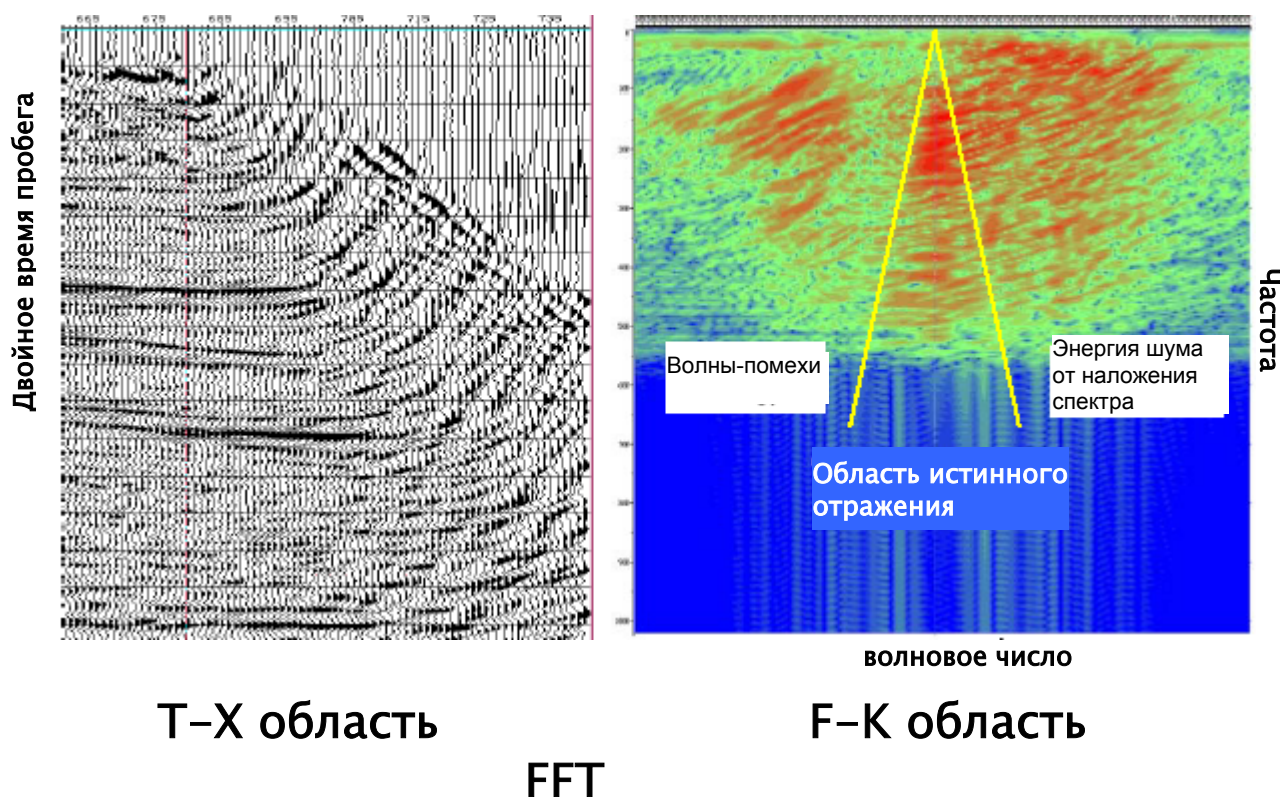


Рисунок 5 *F-K* фильтрация может успешно применяться, когда мы уверены в том, что процедура воздействует только на помехи. Она изменит значение амплитуды и устранил шум. Эта фильтрация надежнее восстанавливает амплитуды, что дает простор для количественной интерпретации.

Скоростная фильтрация дает стоящий результат, при условии, что *F-K* фильтрация вырезает только шум (Рисунок 5). При таких обстоятельствах *F-K* фильтр восстановит истинные амплитуды. Этого можно добиться путем надлежащего тестирования параметров обработки. Другой возможностью очистить данные от помех является подавление кратных и деконволюция. Альтернативным методом является преобразование Радона или Тау-Пи обработка, это последний шанс. Это преобразование применяют, когда не могут помочь другие методы. Тау - означает отрезок на оси времени от начала координат до пересечения с продвижением ветви годографа при нулевом удалении. Пи – параметр медленности луча из закона Снеллиуса. Иногда волны-помехи проще подавить в Тау-Пи области. Основным недостатком метода является то, что процедура обратного преобразования данных в *ТХ* область достаточно чувствительна к ошибкам, из-за неортогональности оператора (Trad *et al.* 2003). Более того, другим недостатком преобразования Радона является потеря разрешающей способности и появление зеркальных частот, которые образуются из-за неполноты информации, вследствие ограниченности апертуры и дискретизации данных или квантовании по времени (Quegne, частная беседа).

В общем, при осуществлении инверсии кратные волны несут в себе проблемы, поскольку в процедуре инверсии они рассматриваются как однократные. Агрессивные операторы подавления кратных, в свою очередь, могут внести нежелательные искажения в однократные волны. Решение о правильном выборе компромисса обычно принимается при изучении получаемого импульсного временного разреза.

Результаты теста на подавление помех в области до суммирования могут выглядеть по-разному. Поэтому при подавлении кратных рекомендуется совместное тестирование изображений до и после суммирования. Артефакты во входных данных будут приводить к получению ненадежных результатов инверсии. На конечные результаты инверсии влияют процедуры подавления кратных, выравнивание амплитуд и динамическая обработка. Разрез с сохранением истинных амплитуд обычно отличается от разреза, который нравится интерпретатору. Идеальными входными данными в блок инверсии являются амплитуды, которые прямо пропорциональны коэффициентам отражения в толще.

Правильная подготовка данных – ключевой момент последующей количественной интерпретации результатов инверсии, т.е. в случае проведения исследований параметров коллектора и предсказания латеральной изменчивости (Da Silva *et al.*, в работе). В этих целях может потребоваться переобработка сейсмических данных; оправдана бывает даже повторная съемка (например Onderwater *et al.* 1996). Настройка всех параметров обработки выполнялась только в расчете на поставленную задачу. К сожалению, не всегда можно предвидеть ход последующего анализа до суммирования того же набора сейсмических данных. Миграция во временной области до суммирования ведет к лучшему распределению сейсмической энергии, а также позволяет проводить более точные пикировки скорости. Требования, которые предъявляются на современном этапе инженерами-разработчиками к качеству результатов на всех стадиях обработки сейсмических данных, усложнили задачи геофизиков за последнее десятилетие.

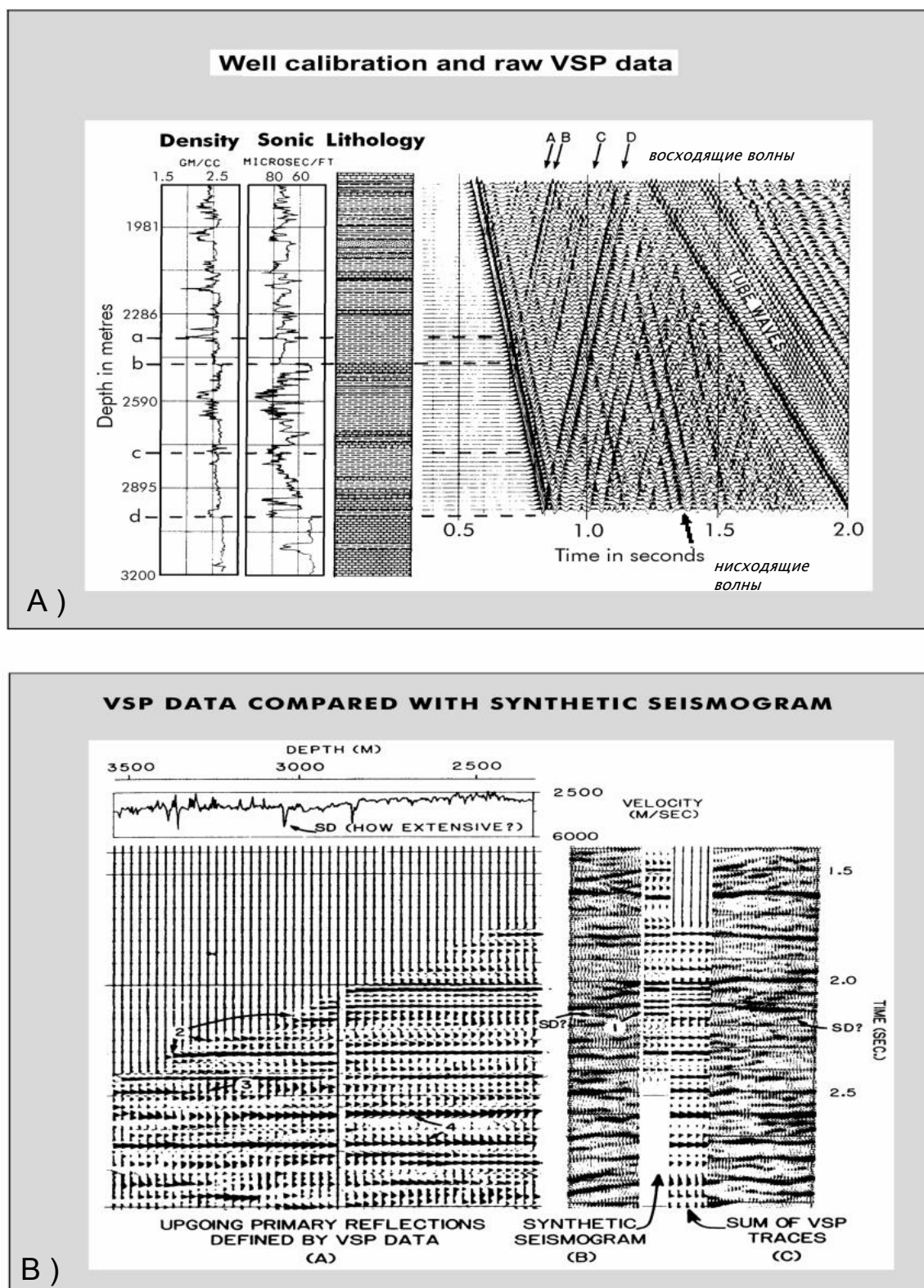


Рисунок 6 Представлена сейсмограмма ВСП и синтетическая сейсмограмма для сравнения разрешенности записи. Восходящие волны разделены с нисходящими волнами с помощью F-K фильтрации. Время первого вступления можно добавить к каждой трассе, чтобы энергия восходящих волн выстроилась в одну линию. Если оно вычитается, то оси синфазности нисходящей волны будут горизонтальны. Полоса частот данных ВСП сравнима с полосой частот данных наземной сейсмоки. Энергия волн в интервале времен первого вступления практически не содержит энергии кратных волн и используется в коридорном суммировании (модифицировано по Hardage 1985 и Sheriff 2002).

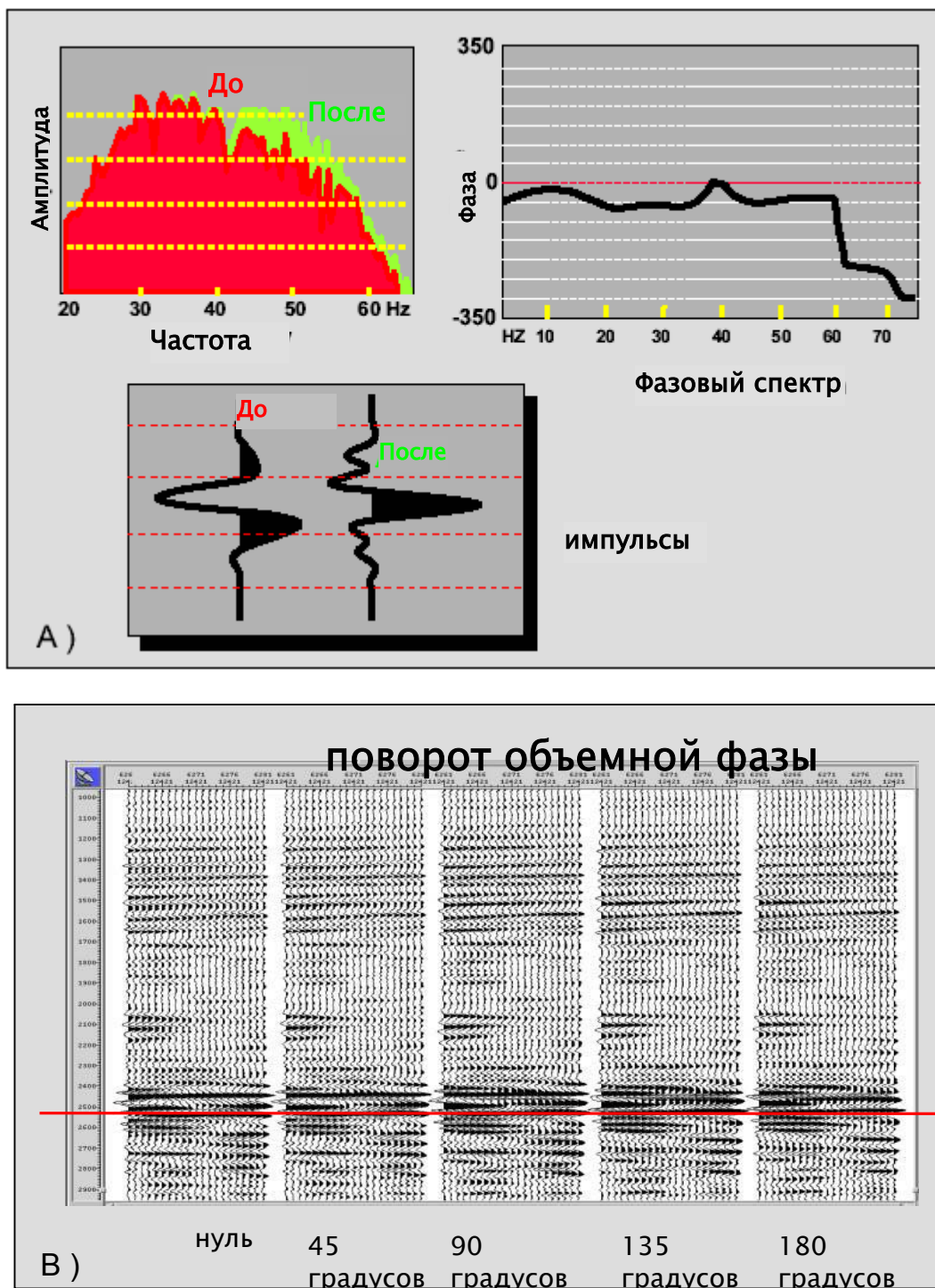


Рисунок 7А Амплитудные и фазовые спектры сейсмических данных, рассчитанные с помощью преобразования Фурье. Показаны отличия в амплитудном спектре до и после применения фазовой коррекции к сейсмическим данным. Коррекция объемной фазы обеспечивает лучшую согласованность в перспективном пласте. Нуль-фазовый облик сигнала сохраняется до 60 Гц. Были рассчитаны два импульса; последний имеет более нуль-фазовый характер.

Рисунок 7В Поправка объемной фазы оставляет нетронутой геометрию сейсмических отражений, изменяется только амплитуда. Сдвиг фаз на 180° ведет к обращению полярности.

Для получения здравых результатов обработки необходимы детальные сведения о геологической модели. Для гарантии наилучших результатов хочется посоветовать комплексный подход. Инициатива называемая «Сравнительный Анализ Сейсмической Обработки» или CASP (Ajani *et al.* 2003) – это шаг в правильном направлении, который гарантирует баланс между качеством данных, циклом работ и стоимостью.

Извлечение импульса

1. Привязка скважинных данных к сейсмическим данным
привязка скважинных данных к данным сейсмики является ключевым моментом в сейсмической интерпретации (White и Simm 2003). В алгоритме стратиграфической инверсии синтетическая и сейсмическая трассы сравниваются в точке положения скважины. Извлечение сейсмического сигнала или импульса производится в предположении, что:

- Правильно определен временной сдвиг синтетической трассы.
 - Куб данных – нуль фазовый.
- Выполнение последнего требования необходимо не всегда,

но нуль-фазовые данные облегчат идентификацию положения границ слоев с разным импедансом. Данные, приведенные к нуль-фазовому виду, характеризуются симметричным импульсом, максимум центрального лепестка соответствует положению границы AI. Значение фазового спектра практически равны нулю для всех значимых частот. Фазовый спектр получают при выполнении преобразования Фурье (Mari *et al.* 1999). В результате применения Преобразования Фурье сейсмическая трасса раскладывается на отдельные периодически синусоидальные составляющие. Каждая частота обладает своей амплитудой и фазой. Результаты этого разложения формы волны обычно рассматриваются в частотной области. Разложение формы волны на периодические составляющие можно выполнять как с сейсмической трассой, так и с самим сейсмическим импульсом.

Синтетическая трасса рассчитывается по калиброванным кривым акустического и плотностного каротажа. С этой целью кривая акустического каротажа переводится в кривую скорости. Синтетическая трасса получается в результате расчета трассы коэффициентов отражения, и ее свертки с сейсмическим импульсом. На кривых акустического каротажа отражено время пробега волны, измеренное между двумя датчиками, расположенными в устройствах, прикрепленных к стенке скважины.

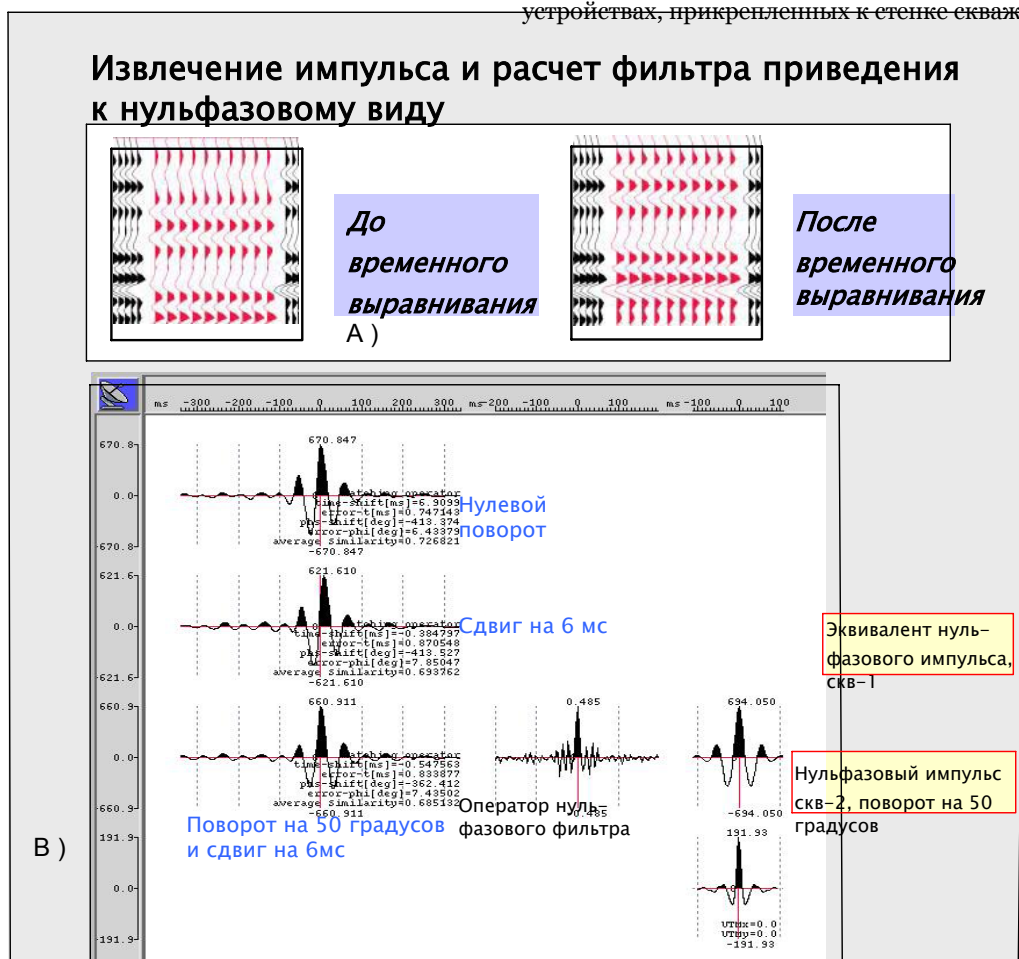


Рисунок 8А Объемный временной сдвиг важен для установки правильного соответствия между синтетическими данными и кубом сейсмических данных. Ошибки временного сдвига имеют огромное влияние на расчет фазовой поправки в операции увязывания синтетических и сейсмических данных.

Рисунок 8В Расчет оператора нуль-фазового фильтра, который переводит куб сейсмических данных внутри определенного временного интервала к нуль-фазовому виду. Вычисление выполняется в процедуре согласования, посредством которой сравниваются трассы коэффициентов отражений и сейсмическая трасса в точке положения скважины. Процедура согласования позволяет извлекать импульс с помощью процедур взаимной корреляции. Другой метод извлечения импульса – расчет среднеквадратичной ошибки или Винерского фильтра. В этом случае результатом фазовой коррекции будет более узкий импульс с менее выраженными боковыми лепестками.

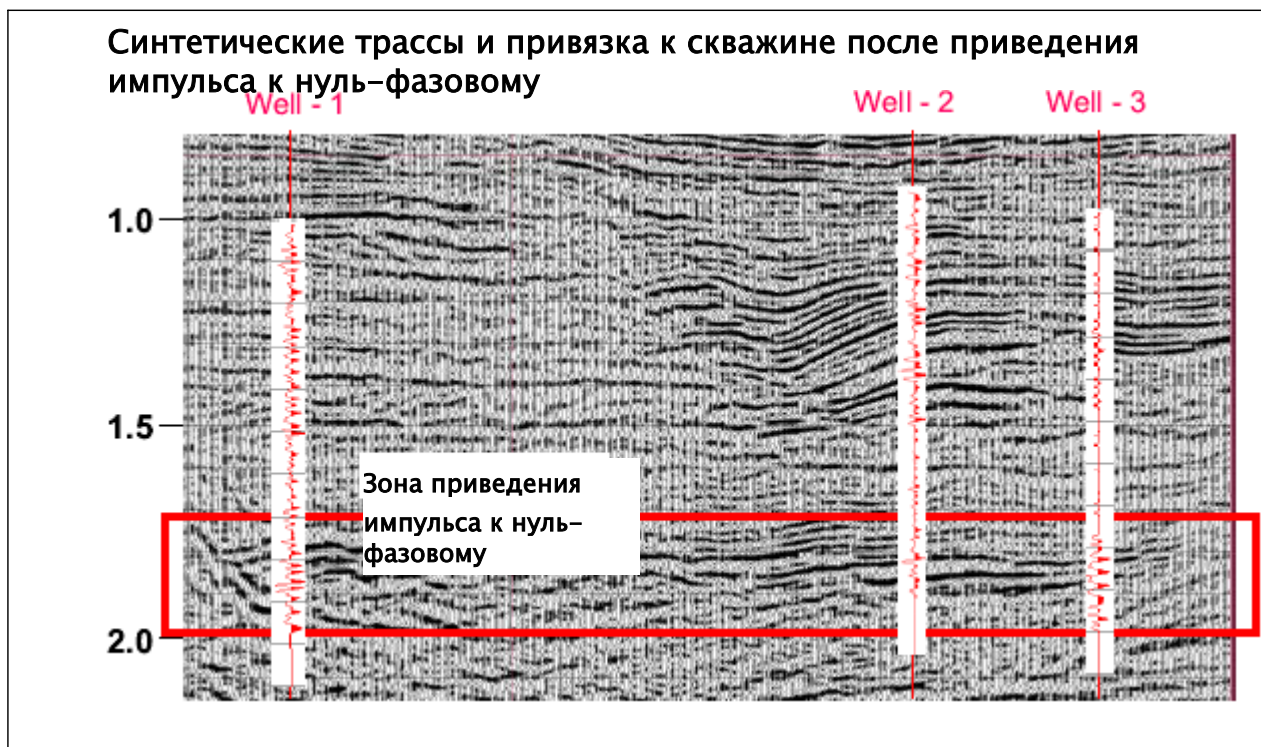
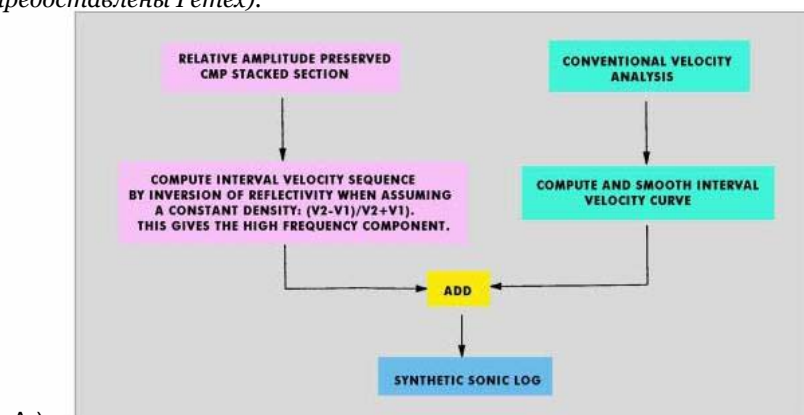


Рисунок 9 Сопоставление синтетических трасс после сдвига фазы и куба нуль-фазовых сейсмических данных. Условие нуль-фазовости относится только к красному временному окну расчетов (данные любезно предоставлены Petex).



A)



B)

Рисунок 10 Интегрирование сейсмических трасс выполняется в предположении, что плотность постоянна и равна двум. Высокочастотные вариации основаны на диаграммах акустического каротажа и добавляются к тренду скорости, полученному по данным сеймики. Таким образом, все трассы сейсмического разреза переводятся в кривые псевдоакустического каротажа (модифицировано по Yilmaz 2001).

Частота акустического сигнала гораздо выше, чем сейсмического сигнала. Сейсмические данные заключают в себе горизонтальную компоненту скорости из-за геометрии системы наблюдения. Едва заметные отличия скоростей измеряются с помощью этих двух методов. Расхождения в акустических и сейсмических скоростях обычно можно исправить с помощью контрольного каротажа или исследования ВСП (White и Simm 2003). Причина этих расхождений также кроется в смещении кривой акустического каротажа с глубиной. Контрольный каротаж помогает производить пересчет времен для отсчетов акустического каротажа.

Контрольный каротаж – это простая регистрация времен первых вступлений пробега акустических волн (одинарное время пробега) от пункта возбуждения, вблизи устья скважины до разных позиций сейсмоприемников в скважине. Необходимо быть внимательными и не добавлять искусственные ступени в калиброванную акустическую кривую для этих времен контрольного каротажа. Это может привести к появлению искусственных отражений на рассчитанной синтетической трассе. Если записываются не только первые вступления, то получают данные Вертикального Сейсмического Профилирования (или ВСП). Данные ВСП требуют специальной обработки для проведения прямого сравнения с сейсмическими трассами (Veeken, в работе; Рисунок 6).

Иногда плотность оценивается по скорости Р-волны, в этих целях используется выражение (Gardner *et al.* 1975):

$$\text{Плотность} = 0.31 (\text{скорость } V_{\text{волны}})^{1/4} \quad (2)$$

Скорость выражается в м/с, а плотность в г/см³. Константа 0.31 – зависит от литологии, и может меняться. В этой формуле литологическое строение отвечает песчаным коллекторам. По данным Faust (1951 и 1953) скорость можно оценить по диаграмме каротажа сопротивлений:

$$V_p = 2000 (\text{сопротивление} \cdot z)^{0.166666} \quad (3)$$

V_p выражается в фут/с, сопротивление в Ом/фут, а максимальная глубина залегания z в футах.

Импульс можно выделить, используя две методики:

- Применение функции взаимной корреляции к трассе синтетики и сейсмической трассе в точке положения скважины.
- Построение формирующего фильтра, который позволит трансформировать трассу коэффициентов отражений в сейсмическую трассу.

Форма импульса в значительной степени зависит от выбранного временного окна. Стабильный импульс обычно получают в окне с максимальной длиной в 1 секунду двойного времени пробега. Изменение импульса вызывается тем, что сейсмический сигнал постоянно искажается по пути вглубь толщи пород. Кроме того, ненадежные или скудные данные каротажа могут служить источником ошибочных импульсов: таким образом, контроль качества – ключевой вопрос на протяжении всего цикла обработки.

Далее, этот импульс используется для выполнения сейсмической инверсии, при которой сейсмические трассы трансформируются в трассы ступенчатого сейсмического импеданса. Импульсный отклик соответствует границам ступеней импеданса.

Эти импульсы коэффициентов отражения соответствуют значимым геологическим границам и внутренним границам коллектора (Van Riel 2000, Veeken *et al.* 2002).

2. Приведение к нуль-фазовому виду и угол поворота фазы

Многие этапы сейсмической обработки рассчитаны на то, что данные – нуль-фазовые. Нуль-фазовые означает, что фазовый спектр сейсмического сигнала линейный (между 10 и 60 Гц на Рисунок 7А). Для приведения к нуль-фазовому виду сейсмического под-куба данных строится оператор (Рисунок 8). Приведение к нуль-фазовому виду обычно достигается внутри небольшого временного окна длиной около 1 секунды двойного времени пробега. Если окно выбирается слишком маленьким, то для выполнения надежных расчетов будет недостаточно точек. Процедуры согласования включают несколько этапов:

- Определение и применение объемного временного сдвига к трассам синтетики (Рисунок 8). Эта трасса рассчитывается по преобразованным во времени калиброванным кривым акустического и плотностного каротажа.
- В результате сравнения двух трасс, получают сейсмический импульс, строится оператор приведения к нуль-фазовому виду. Часто рассчитывается только угол объемного вращения фазы для куба сейсмических данных (Veeken *et al.* 2002). Изменение угла поворота влияет на форму импульса, поскольку в этом случае согласование между сейсмограммой с повернутой фазой и трассой коэффициентов отражения по скважине уже будет отличаться. Вращение объемной фазы применяют ко всем частотам, он не меняет геометрии сейсмических отражений, но влияет на полярность изображения (Рисунок 7В). Поворот фазы оптимизирует подгонку синтетической трассы и сейсмической трассы в точке положения скважины (Рисунок 9). Цель наших действий – произвести поворот фазы, при помощи которого импульс приобретет нуль-фазовый вид. Эта процедура равнозначна получению более симметричного импульса, без повторных лепестков и импульсов-предвестников. Применение этого поворота фазы к данным фактически эквивалентно применению нуль-фазового оператора к входным сейсмическим данным. После поворота фазы, для извлечения лучшего импульса обычно выполняется новая процедура согласования. При этом подтверждается, что остаточный сдвиг фаз и временной сдвиг малы ($< +1\text{мс}$ и < 30 градусов). Рассчитывается окончательный импульс и после этого может начинаться собственно инверсия сейсмических данных.

Данные, которые не являются нуль-фазовыми, также могут напрямую вводиться в импульс, используемый для инверсии. Неправильная форма не нуль-фазового импульса компенсирует то, что данные не нуль-фазовые. Что удивительно, можно проследить и систематический шум (например остаточные кратные).

Различные методы сейсмической инверсии

Для выполнения сейсмической инверсии имеется несколько методов. Природа подходов может быть детерминистической или вероятностной.

Детерминистические методы представлены:

- Простое интегрирование сейсмотрасс.
- Разреженная импульсная инверсия.
- Цветная инверсия.
- Инверсия на основе модели.

Методика цветной инверсии

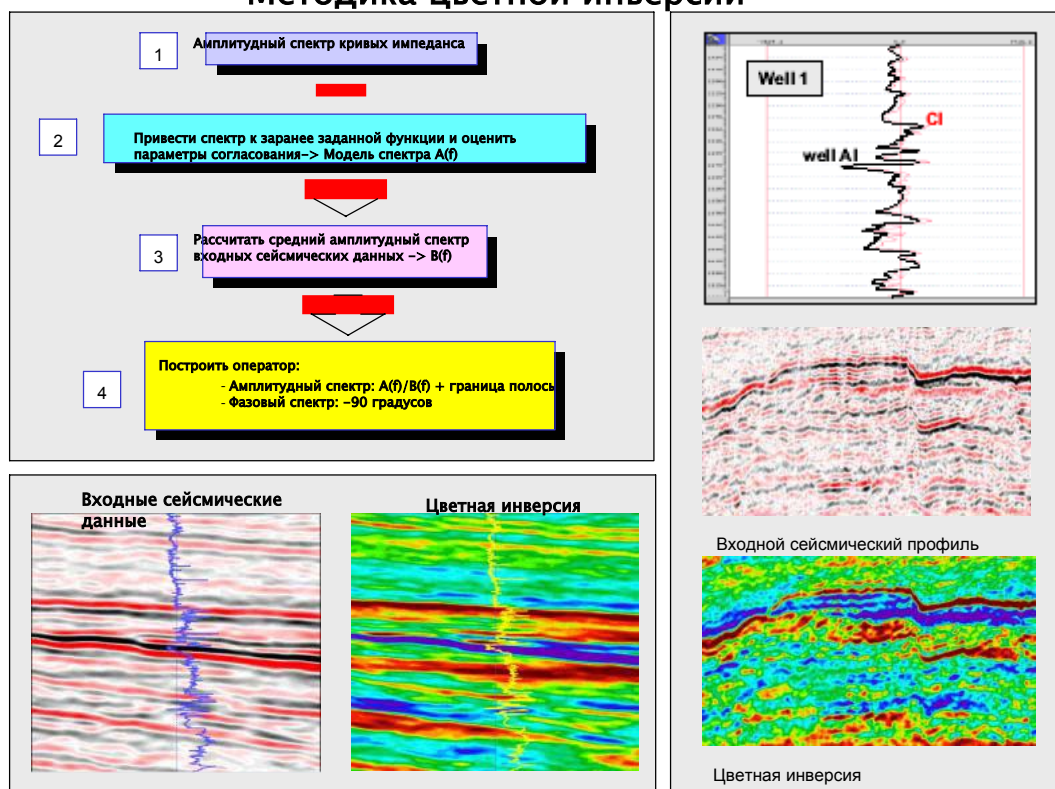


Рисунок 11 В цветной инверсии сейсмических данных используется спектр частот каротажных кривых. Рассчитывается средний амплитудный спектр входных сейсмических данных для построения оператора инверсии. Этот оператор применяется к кубу сейсмических данных, таким образом, что амплитуды сейсмического сигнала согласуются со скважинными данными. На рисунке приведен пример цветной инверсии сейсмических трасс вблизи скважины. Литологические пакеты гораздо проще распознаются на разрезе после выполнения цветной инверсии. Цветная сейсмическая инверсия – это быстрый метод, но его результаты достаточно неточные и пригодны только для оперативной оценки. Для получения более точного результата, мы настоятельно рекомендуем использовать другой метод инверсии (данные любезно предоставлены CGG).

В схеме стохастической инверсии используется статистическое описание недр. Неопределенности во входной модели определяются количественно, они сохраняются и в конечном результате.

Входным массивом для выполнения инверсии служат данные после- и/или до-суммирования. В методе до-суммирования используются AVO эффекты. Как уже указывалось ранее, если основной целью являются количественные построения, крайне важно, чтобы данные были как можно более «чистыми» и содержали лишь незначительные амплитудные искажения (Da Silva et al., в работе). Данные до-суммирования должны быть корректно мигрированы.

Детерминистическая инверсия

1. Простое интегрирование сейсмических трасс.

Простое интегрирование сейсмических трасс выполнялось ранее (1970-80 гг) для получения коэффициентов отражения, при условии, что плотность является постоянной и равна 2.0 (Рисунок 10; Yilmaz 2001).

Общий тренд скорости, полученный по сейсмическим данным, ограничен по частоте и для компенсации этого явления, возможно построение 'разреза синтетического акустического каротажа' (Lindseth 1979, Yilmaz 1987).

Высокочастотную компоненту скорости можно получить по данным акустического каротажа одной или нескольких скважин. Это поле скоростей интерполируют между контрольными точками. Базовый тренд задается между кривой акустического каротажа и полем скоростей, полученным по данным сейсмике; таким образом можно аппроксимировать высокочастотную компоненту.

Предполагается, что вариации плотности отсутствуют. Поэтому для каждой из сейсмических трасс сейсмический сигнал напрямую переводится в вертикальный тренд низкочастотной компоненты скорости. Высокочастотная компонента скорости добавляется к тренду скорости, получают трассу псевдоакустического каротажа в предположении, что плотность равна 2.0. Таким образом, все сейсмические трассы инвертируются в изменения скоростей; инвертированные трассы называются синтетическими псевдо акустическими каротажными кривыми.

2. Цветная инверсия

Метод цветной инверсии основан на особой методике фильтрации. Амплитудный спектр каротажной диаграммы в окне инверсии сравнивается с амплитудным спектром сейсмических данных (Рисунок 11).

Строится оператор, который приводит сейсмические амплитуды к амплитудам, наблюдаемым на скважинных данных. Этот оператор впоследствии применяется ко всему кубу сейсмических данных (Lancaster и Whitcombe 2000). Для расчета оператора строится кроссплот между амплитудой и логарифмом частоты. Для расчета

экспоненциальной функции f^α выполняется подбор прямой, эта функция служит формирующим фильтром (Walden и Hosken 1985, Velzeboer 1981). Этот фильтр

преобразует сейсмическую трассу в гипотетический эквивалент акустического импеданса. Эти действия выполняются при следующем допущении, которое редко является верным: куб входных сейсмических данных имеет нуль-фазовый вид. Этот метод инверсии также является быстрым и достаточно неточным.

3. Разреженная импульсная инверсия

В этом методе сейсмическая трасса строится из минимального числа границ AI (или импульсов коэффициентов отражения), которые будут соответствовать реальному сейсмическому отклику при выполнении свертки с импульсом.

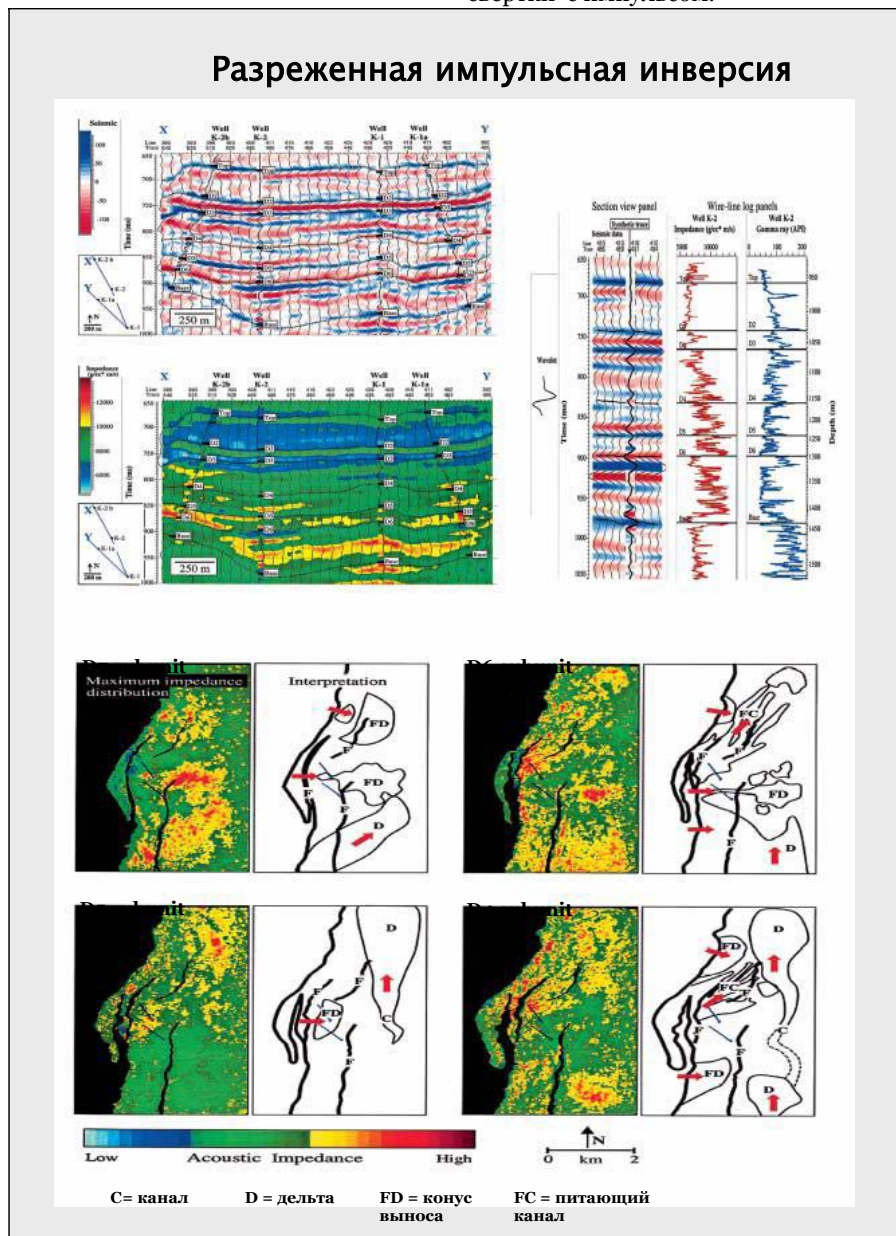


Рисунок 12 В разреженной импульсной инверсии используется минимальное число границ акустического импеданса для моделирования коэффициентов отражения в толще пород. Изначально этот алгоритм работал по-трассно, что вызывало некоторую нестабильность результатов инверсии. Теперь распространен 3D подход и необходимые ограничения, которые накладываются на решение, получают, используя низкочастотные колебания скоростей, наблюдаемые при увязке со скважинными данными. Интересно заметить, что используемый импульс не приведен к нуль-фазовому виду (модифицированные данные Ronghe и Surarat 2002).

Амплитуда, позиция на временной шкале и число импульсов коэффициентов отражения не всегда может быть реалистичным, т.е. не обязательно отвечать геологическим рамкам. Если начальная модель недоступна, импульсы могут размещаться произвольным нереалистичным способом и генерировать синтетические сейсмограммы, которые имеют сильное сходство с реальной сейсмической трассой. В рекурсивном методе используется механизм обратной связи, с помощью которого генерируется более удовлетворительный результат.

Алгоритм инверсии изначально работал только по трассно, теперь стал применяться мульти-трассный подход. Результат инверсии может значительно варьировать от трассы к трассе, из-за этого надежность выходного результата слабее. Для получения более корректных результатов и улучшения сходимости полученных решений от трассы к трассе может импортироваться тренд низкочастотной вариации AI. При выборе опции с ограничениями, в качестве руководящей модели используется низко-частотная модель (Рисунок 12). Низкочастотная вариация оценивается по ступенчатым каротажным диаграммам, это помогает получать гораздо более удачные результаты (например Ronghe и Surarat, 2002).

При выполнении инверсии сейсмотрасса заменяется на трассу псевдоакустического импеданса в каждой позиции ОГТ (Pendrel и Van Riel 1998). В методе разреженной импульсной инверсии подразумевается, что тонкослоистую геометрию не всегда можно воспроизвести самым оптимальным способом.

Требование о приведение импульса к нуль-фазовому виду можно обойти путем выбора составного импульса для инверсии, таким образом, компенсируя то, что входные данные не будут иметь нуль-фазовый вид (Рисунок 12). Результатом мультитрассного подхода является большая стабильность решения. Модернизированная разреженная импульсная инверсия на основе заданной модели дает более реалистичный результат. Во многих случаях интерпретатор может довольствоваться инверсией в аппроксимации разреженной импульсной инверсии, но в большинстве случаев требуется лучшее решение.

4. Инверсия на основе заданной модели

С помощью этого метода задается простая начальная модель AI и рассчитывается синтетическая трасса, с использованием сейсмического импульса. Определяется разность между синтетической трассой и реальной сейсмической трассой (Cook и Sneider 1983, Fabre et al. 1989, Gluck et al. 1997). Результатом будет модель AI с минимальной разностью (Рисунок 13).

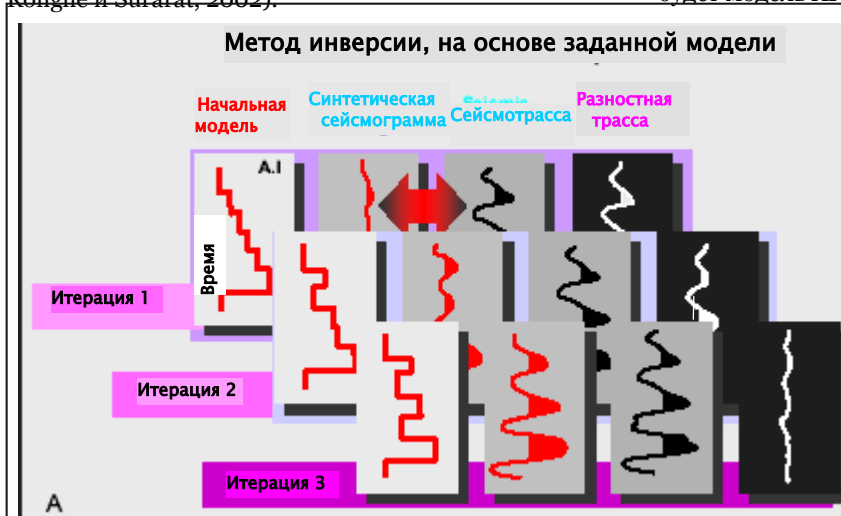


Рисунок 13А Метод сейсмической инверсии на основе моделирования. Начальная упрощенная стратиграфическая модель (макро- и микро-) сворачивается с импульсом для получения синтетического отклика, который можно сравнить с реальной сейсмотрассой. Макрослои формируются путем картирования горизонтов в двойном времени пробега. Микрослои автоматически вводятся в макромодель для привязки объема данных к узлам сетки - по инлайнам, кросслайнам и микрослоям - и хранения постоянных значений AI. Модель AI возмущается, при этом разность между инвертированной трассой и сейсмотрассой уменьшается до тех пор, пока не будет получено малое пороговое значение (Veeken et al. 2002).

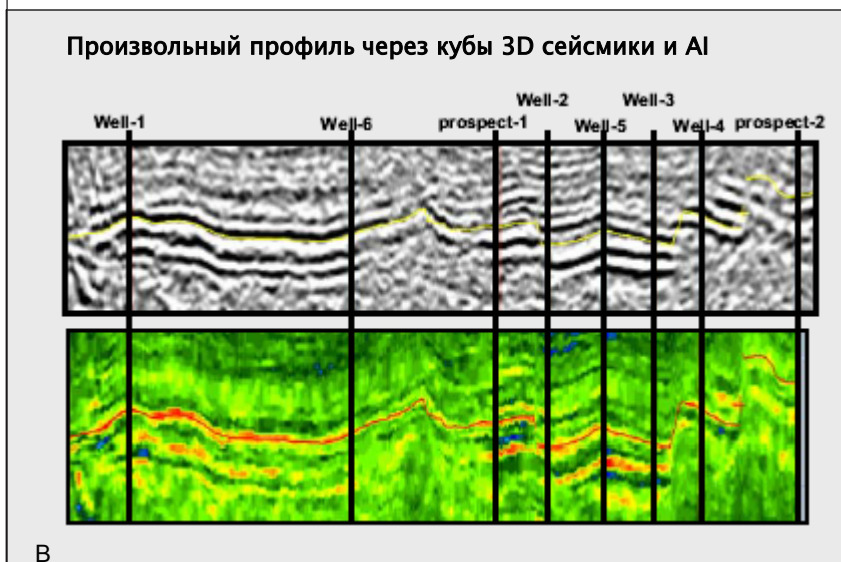


Рисунок 13В Произвольный сейсмический профиль через различные скважины. На результате инверсии, приведенном ниже, видны аномальные слои с пониженным значением акустического импеданса. Красным цветом показаны высокие значения, а синим - низкие значения AI. Вычислительные ограничения вынуждают нас принять условие непрерывности макрослоев на всей области исследования, а в зонах разломов проводить интерполяцию для заполнения пропусков значений в сетке. Поэтому результаты инверсии в зонах разломов не несут физического смысла (данные любезно предоставлены Petex).

Применяется технология алгоритма модельной "закалки" с использованием метода Монте Карло (Goffe *et al.* 1994, Duboz *et al.* 1998). Эта технология схожа с ростом кристаллов в условиях застывающего вулканического расплава (Ма 2003). Сначала принимается модель коэффициентов отражения M_0 и рассчитывается разность между входными сейсмограммами и свертки модели с импульсом. Производят возмущение модели и генерируется новая модель M_n , для которой определяется та же разность. Две разности сравниваются и если невязка для $f(M_n)$ меньше, чем для M_0 , то модель M_n принимается безусловно. Если нет, то принимается модель M_n , но с вероятностью $P = \exp(-f(M_n) - f(M_0)/T)$, где T - контрольный параметр (допустимая температура). Это правило приема известно как критерий Метрополиса (Metropolis *et al.* 1953). Процедура повторяется большое число раз, пока не будет найдена минимальная остаточная разность (или пороговое значение). Расчет функции стоимости дает возможность определить реальный региональный минимум для этих разностей.

Начальная модель AI состоит из макрослоев, которые определяются формой закартированных сейсмических горизонтов. Микрослои автоматически вводятся в макро модель. Это дает возможность производить более мелкое деление стратиграфической совокупности, привязанной к узлам сетки, а также подразделение инлайнов и кросслайнов для хранения постоянных значений AI. Использование микрослоев гарантирует, что в моделировании будут участвовать адекватное число импульсов.

Обычно мощность таких слоев составляет 5-7 мс двойного времени пробега. Можно установить несколько параметров для использования в алгоритме инверсии, а также коридоры границ, определяющие значение вариации (Рисунок 14). Этот метод достаточно устойчив, в нем применяется реальный алгоритм инверсии 3D (Coulon *et al.* 2000, Veeken *et al.* 2002). Это важно для устойчивости сохраняемого решения.

Инверсия на основе заданной модели дает удовлетворительные результаты, даже когда скважинные данные ограничены и качество сейсмических данных плохое. Также возможно получить импульс напрямую из сейсмических данных с помощью автокорреляции. Можно применять даже импульсы, которые не приведены к нуль-фазовому виду, как мы уже говорили ранее. Большим преимуществом метода является то, что сейсмические данные являются руководящими для процесса инверсии. Причиной незначительных нестыковок в точках положения скважин является эффект осреднения 3D, эти невязки вполне допустимы.

В основе другого метода инверсии на базе задаваемой модели (Invermod) лежит Анализ Основной Компоненты (PCA, Helland-Hansen *et al.* 1997). В Методе Основной Компоненты рассчитывают стандартный отклик, из которого можно получить входные данные путем применения определенного весового коэффициента. Эти весовые коэффициенты экстраполируются на изучаемой площади с целью предсказания значений вне контрольных точек. Этот тип инверсии требует задания априорной стартовой модели. Структурные рамки моделей представляют собой конфигурацию картированных временных горизонтов.

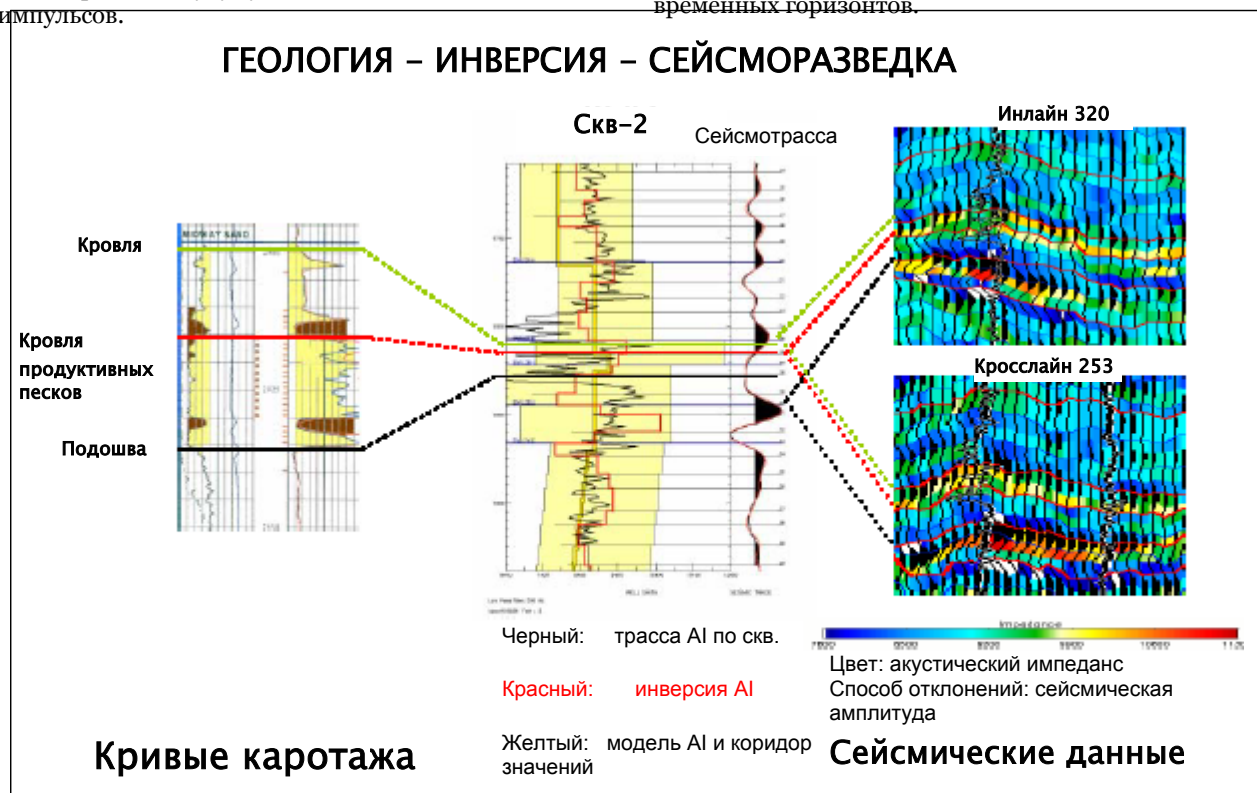


Рисунок 14 Сравнение скважинных данных и результатов инверсии. Справа на значения AI, показанные в цвете, наложены сейсмические трассы, отображенные способом отклонений. Латеральные изменения AI могут быть полезны для определения порозаполнения в песках коллектора. С помощью инверсии можно проследить за поведением тонкослоистых песков даже за пределами разрешения сейсмической записи. Можно проследить слабые изменения формы сейсмического импульса (дублета).

Стохастическая инверсия

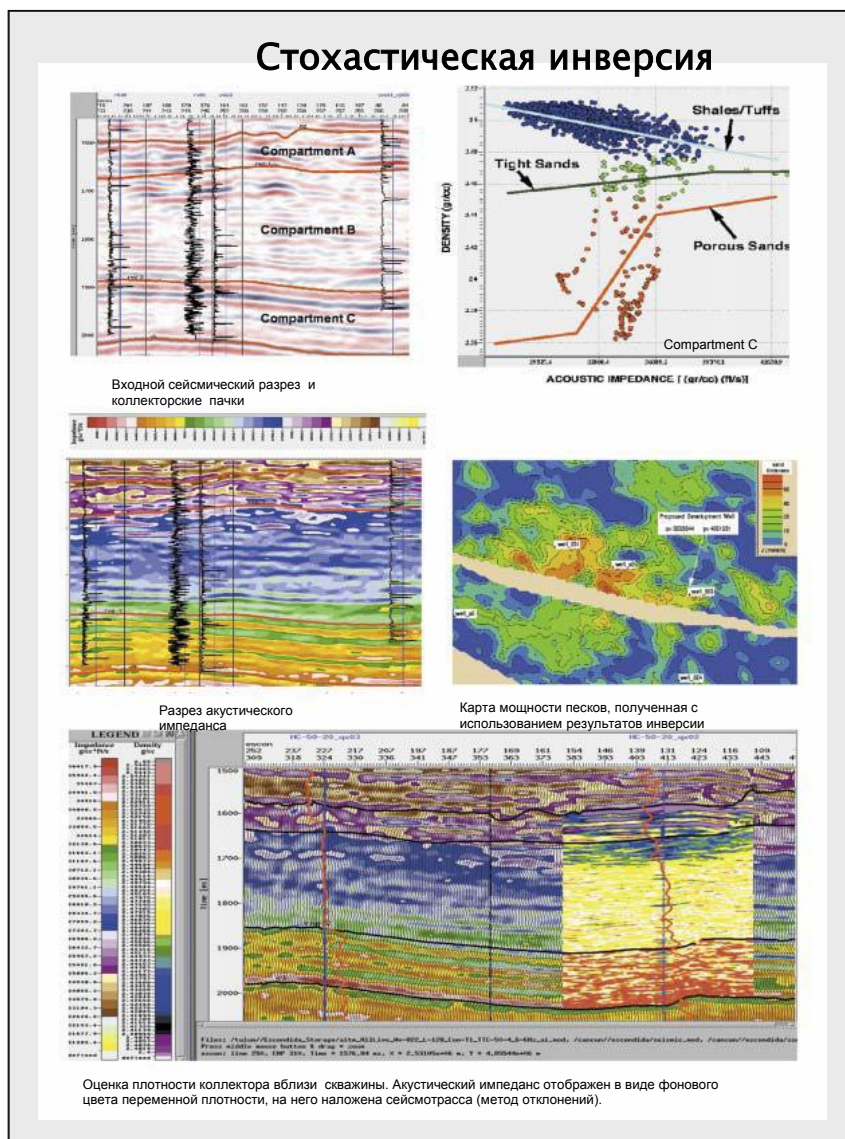


Рисунок 15 В вероятностной инверсии используется количественный анализ неопределенностей, применяемый к входным данным инверсии. Задаются функции плотности вероятности (PDF) и моделируется строение горизонтов, выполняется возмущение модели с целью минимизации невязок между модельными и реальными сейсмическими данными. Результаты инверсии обобщаются на картах P10, P50 и P90. Отдельные реализации всегда сложно интерпретировать. Гораздо более полезно определять стабильные участки в наборе модельных данных. Доверие к надежности результатов инверсии в этих зонах повышенное. В этой схеме инверсии учитывается статистическая изменчивость геометрии геологических тел (модифицировано по Torres-Verdin et al. 1999).

Начальная модель, т.е. распределение скоростей и плотностей, строится с помощью PCA на основании данных каротажа скважины. Весовые коэффициенты для стандартных каротажей в изучаемой области определяются посредством линейной интерполяции. Результат свертки с сейсмическим импульсом сравнивается с сеймотрассами, в модели V_p -rho добавляются возмущения для сокращения невязок. Скорость и плотность моделируются отдельно, иногда эта процедура ненадежна.

Стохастическая инверсия

Для построения полных моделей коллекторов или реализаций используется геостатистика. Моделирование выполняется как на локальном уровне, так и глобально на совокупности модели (Haas и Dubrule 1994, Dubrule 2003). Все модели строятся с учетом скважинных данных. Моделирование может брать за основу изменения в пикселе или объекте. Строение коллекторов обычно систематизируется различными способами (Weber и Van Geuns 1990), классификация скважин помогает правильно выбрать подход при моделировании.

Для каждой точки сетки устанавливаются Функции Плотности Вероятности (PDF), они используются для выполнения случайного моделирования (Torres-Verdin et al. 1999; Van der Laan и Pendrel 2001). Входными значениями для определения PDF служат: каротаж скважин, пространственное распределение свойств (вариограммы) и распределения литологических разностей (Рисунок 15). В стохастическом алгоритме для каждого этапа моделирования рассчитывается синтетическая трасса, которая сравнивается с реальной сеймотрассой, далее она принимается или отвергается. Используется алгоритм модельной "закалки". Таким образом, сокращается число решений; для оценки величины неопределенности строятся карты вероятности. Проверяется дисперсия оставшихся решений. Если они близко схожи между собой, то предсказание – хорошее и доверие к данному сценарию увеличивается.

При моделировании строения толщи возможна большая изменчивость разрешающей способности, чем для скважинных данных. Предлагаемая изменчивость находится вне разрешающей способности сейсмических данных. Если в процесс моделирования интегрировать данные по истории добычи, то ценность такой модели увеличивается.

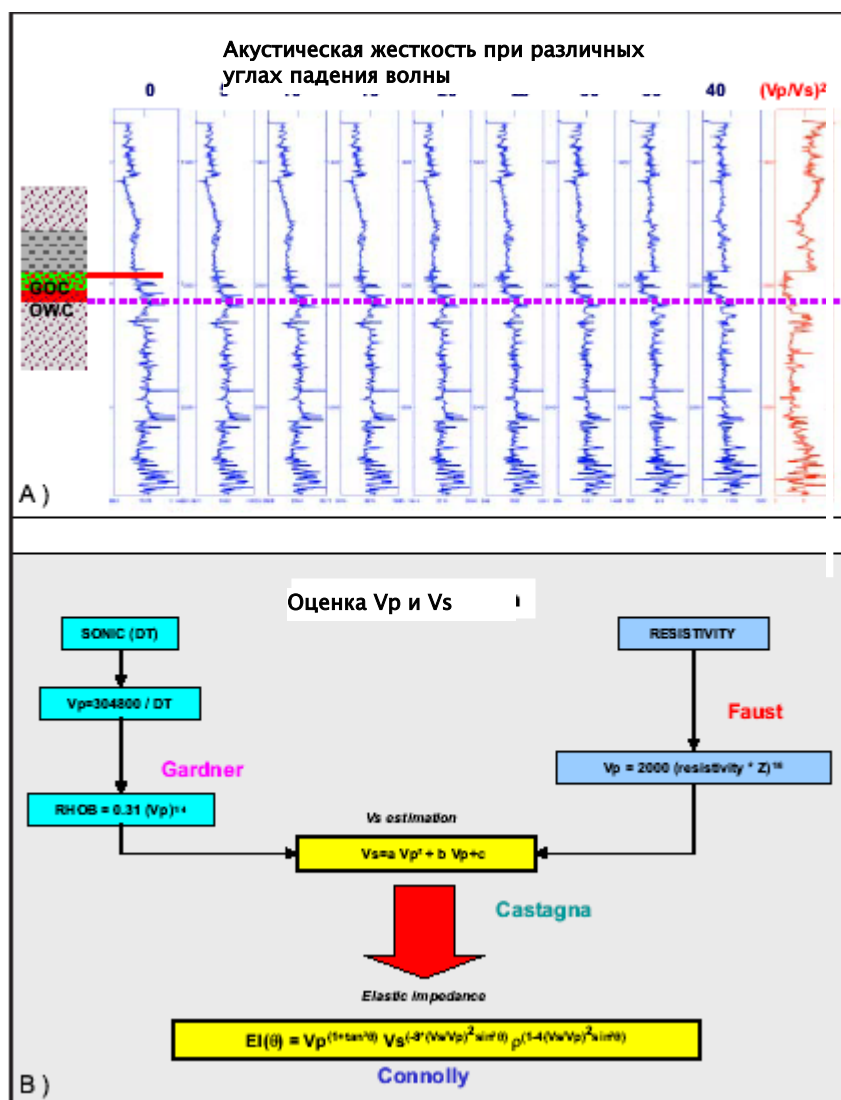


Рисунок 16А Диаграммы Акустической жесткости, рассчитанные для различных углов падения. Кровля газового коллектора хорошо выражена при больших углах падения. Отношение V_p/V_s также терпит значительный излом на этой границе.

Рисунок 16В Оценка скоростей V_p и V_s . Полиномиальный тренд предложен Castagna (1993), он характерен для песчаных, алевролитистых, сланцеватых и карбонатных коллекторов. Эти оценки необходимы для расчета атрибута акустического импеданса для различных углов падения (Connolly 1999).

Характеристики добычи и мониторинг давления являются хорошим индикатором объема и проницаемости коллектора.

Для точек сетки, которым отвечает пористость свыше 10%, генерируется вероятностный объем, используя модельные гистограммы. Потом оконтуриваются геологические тела, для которых вероятность превышает, например, 70%, а пористость – превышает 10%. По мере того, как пробуривается большее число скважин в данной нефтяной системе, сохраняются самые лучшие результаты моделирования для того, чтобы еще более улучшить предсказания (Sylta и Krokstad 2003).

К недостаткам метода следует отнести то, что интерпретатор должен приписывать реалистичные количественные значения неопределенностям. Это сложная задача, подчас бездоказательная. На участках, на которых отсутствует привязка к скважинам, трудно делать предсказания и необходимо делать некоторые допущения. Существует проблема кумулятивного увеличения ошибки предсказания. Другой проблемой является выбор подходящего способа представления результатов. Обычно в выходных данных сохраняются только результаты с P10, P50 и P90, остальные реализации игнорируются.

Карты P10-P90 иногда могут вводить в заблуждение, поскольку результат отдельного моделирования не всегда бывает реалистичным, например артефактом этого способа является слишком быстрая смена геологической обстановки. Лучше использовать карты, являющиеся осредненными и концентрировать внимание на участках, которые достаточно стабильны при нескольких этапах моделирования. Ценность предсказания при моделировании сильно уменьшается на участках с большой изменчивостью выходного результата реализаций. Процедура осреднения имеет и отрицательное влияние на разрешающую способность предлагаемого решения.

Инверсия до суммирования

Инверсия с помощью волнового уравнения упругих волн (EI)

Метод основан на AVO эффектах до суммирования и в нем используется информация о V_p , V_s и плотности. Поперечные волны могут давать ценную информацию о литологическом составе пород (Pendrel et al. 1998). На распространение S-волн в большей мере влияет скелет породы, тогда как на распространение P-волн большее влияние оказывает порозаполнение и цемент. Оценка V_s по скважинным данным обычно проводится с использованием формулы Кастанья (Castagna и Backus 1993, Рисунок 16).

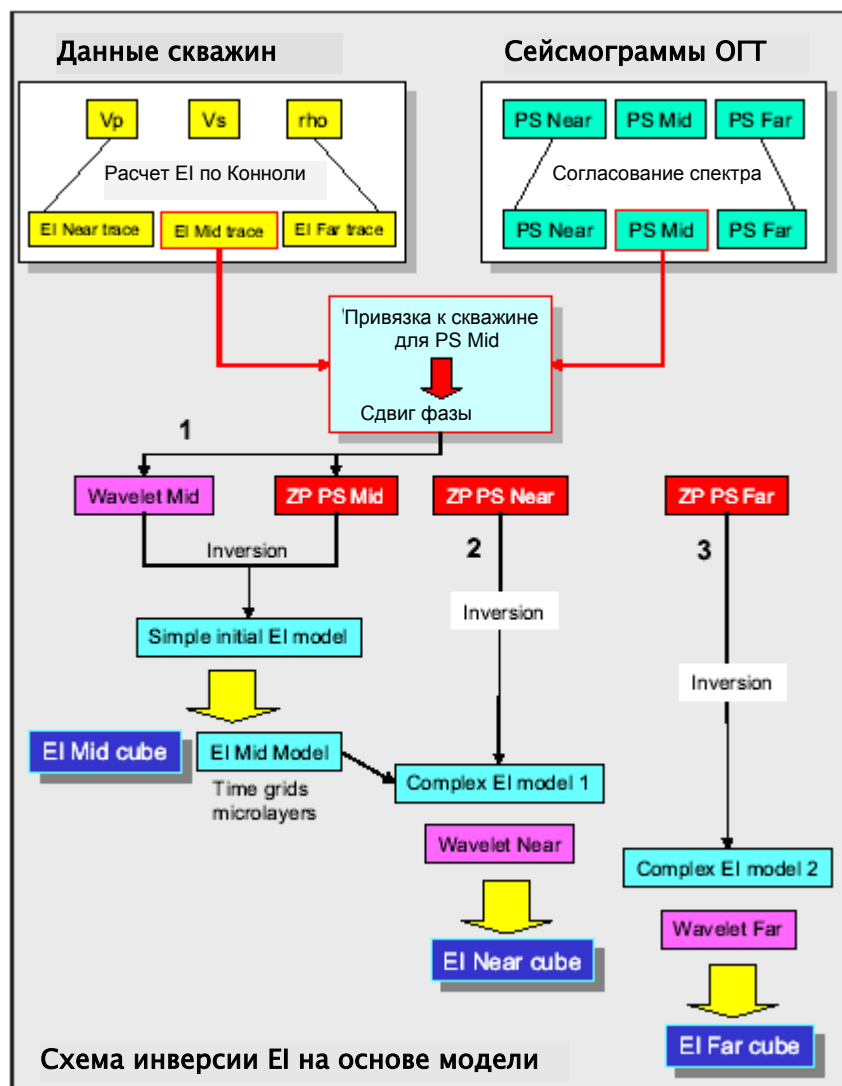


Рисунок 17 Блок схема процедуры инверсии с помощью волнового уравнения. Процедура достаточно сложна и требует много времени. PS означает частичный суммарный разрез, а ZP – приведенный к нуль-фазовому виду объем сейсмических данных. 'EI 1 trace' – отклик EI, рассчитанный по скважинным данным для центральной позиции диапазона ближних удалений; EI 2 и 3 трассы соответствуют Mid и Far. Процедура помогает определить физические параметры пород, такие как Rp, Rs, Ip, Is, Vp/Vs, rho и rho-lambda.

Полные уравнения Цеппритца описывают поведение амплитуды отраженной волны в зависимости от удаления для наклонного падения волн, по аналогии с (Zoeppritz 1919). С этими уравнениями трудно работать, поэтому вводятся их аппроксимации, которые справедливы при определенных условиях (например Aki и Richards 1980; Shuey 1985). Уравнения Шюе являются аппроксимацией уравнений Цеппритца при углах падения до 30-35°. Нашим допущением является то, что величина Vp превышает величину Vs приблизительно в 2 раза; члены разложения с более высокой степенью отбрасываются согласно условию, при котором угол падения не превышает 30°. При работе с данными до суммирования, необходимо учитывать разницу Vp и Vs. Этот учет осуществляется с помощью так называемого упругого приближения. Конноли (1999) ввел концепцию Акустического Импеданса для наклонного падения волн. Он задал функцию F(t), которая зависит от угла падения и связана с коэффициентом отражения Р-волны следующим образом:

$$R(\theta) = (F(t) - F(t_{-1})) / (F(t) + F(t_{-1}))$$

(4)

Эта функция F(t) называется Акустическим Импедансом для наклонного падения волн, по аналогии с акустической жесткостью для нормального падения. Коэффициент отражения Р-волн, зависящий от угла падения, также аппроксимируется хорошо известным упрощенным выражением, являющимся следствием уравнений Цеппритца:

$$R_{\theta} = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (5)$$

$$\begin{aligned} A &= 0.5 (\Delta V_p/V_p + \Delta \rho/\rho) \\ B &= 0.5 (\Delta V_p/V_p)^2 - 4 (V_s/V_p)^2 (\Delta V_s/V_s) - 2 (V_s/V_p)^2 (\Delta \rho/\rho) \\ C &= 0.5 (\Delta V_p/V_p) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta V_p &= V_{p2} - V_{p1} \\ V_p &= (V_{p1} + V_{p2}) / 2 \end{aligned}$$

Из двух выражений (4) и (5) получаем, что акустический импеданс для наклонного падения волн равен:

$$EI_{(\theta)} = V_p^{(1+\sin^2 \theta)} V_s^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(1-4K \sin^2 \theta)} \quad (6)$$

Здесь K - константа, которая равна среднему значению $(V_s/V_p)^2$. V_p и V_s выражены в м/с, а плотность в г/см³. Подобный расчет EI выполняется с сейсмограммами до суммирования и учитывает изменения V_p , V_s и плотности, а также AVO эффекты. Это приближение корректно для случая малых и умеренных изменений импеданса. Если отбросить третий член уравнения Шуе, в формуле (5) – которая менее точная, но более быстрая для расчетов – это эквивалентно замене $\tan^2 \theta$ на $\sin^2 \theta$ в уравнении Коннолли (6).

$$EI_{(\theta)} = V_p^{(1+\sin^2 \theta)} V_s^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(1-4K \sin^2 \theta)} \quad (7)$$

Требуется принять несколько допущений, чтобы формула (7) была корректной:

- Аппроксимация до двух членов разложения кинематических поправок верна.
- Скорости Дикса обычно требуются при трассировке луча для того, чтобы перейти от удалений к углам падения. Уравнение Дикса (Dix 1955) верно для случая:
 - Слоистых сред.
 - Расстояние источник-приемник меньше глубины залегания отражающей границы.
- Угол падения θ меньше 30-35°, и аппроксимация Шуе верна (Shuey 1985).
- Среда поперечно изотропна.
- Амплитуды записи до суммирования корректно выровнены.
- Амплитуды пропорциональны $\sin^2 \theta$.

Упрощенное выражение акустического импеданса для наклонного падения волн

Определение акустического импеданса для наклонного падения волн по Коннолли (1999):

При допущении, $\tan^2 \theta = \sin^2 \theta$ отбрасывается 3-й член аппроксимации Шуе:

$$EI_{\theta} = V_p V_p^{(\sin^2 \theta)} V_s^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(-4K \sin^2 \theta)} \quad \text{and} \quad I_p = \rho V_p$$

$$= I_p V_p^{(\sin^2 \theta)} V_s^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(-4K \sin^2 \theta)}$$

Если взять логарифм обеих частей, то можно избавиться от экспоненты

$$\begin{aligned} \ln EI_{\theta} &= \ln [I_p V_p^{(\sin^2 \theta)} V_s^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(-4K \sin^2 \theta)}] \\ &= \ln (I_p) + \ln [V_p^{(\sin^2 \theta)} V_s^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(-4K \sin^2 \theta)}] \\ &= \ln (I_p) + \sin^2 \theta \ln [V_p V_s^{(-8K)} \rho^{(-4K)}] \end{aligned}$$

При допущении $K = (V_s/V_p)^2 = 0.25$, упрощенное выражение для акустического импеданса.

$$\begin{aligned} \ln EI_{\theta} &= \ln (I_p) + \sin^2 \theta \ln [V_p V_s^{(-2)} \rho^{(-1)}] \\ &= \ln (I_p) + \sin^2 \theta \ln (V_p / V_s^2) (1/\rho) \\ &= \ln (I_p) + \sin^2 \theta \ln [(V_p^2 / V_s^2) (1/\rho V_p)] \\ &= \ln (I_p) + \sin^2 \theta [\ln (V_p / V_s)^2 - \ln (\rho V_p)] \\ \ln EI_{\theta} &= \ln (I_p) + \sin^2 \theta [2 \ln (V_p / V_s) - \ln (\rho V_p)] \end{aligned}$$

Рисунок 18 Аппроксимация выражения для акустического импеданса в случае наклонного падения волны введена Коннолли (1999). Логарифмическое упрощение выполняется при условии $K = 0.25$. Основным преимуществом является то, что логарифмическое представление EI помогает избежать громоздкого экспоненциально выражения.

Последний пункт подразумевает необходимость скорректировать влияние условий возбуждения- приема путем ввода необходимых поправок за источник и приемную расстановку, поправок за сферическое расхождение, статических и топографических поправок, миграции до суммирования во временной области, подавления кратных и шумов, кинематических поправок за угол наклона отражающей границы, кинематических поправок и остаточной кинематики с целью получения мигрированного разреза более высокого качества. Амплитуды должны сохранять пропорциональность исходных импеданс контрастов или исходных коэффициентов отражения слоев толщ. В достижении этой цели помогает визуальный осмотр и тесты контроля качества.

Выигрыш в расчетах акустического импеданса для наклонного падения волн ясно показан на Рисунке 16. На рисунке видно, что с увеличением угла падения кровля газового коллектора становится все заметнее. Также на этой границе виден перегиб функции отношения V_p/V_s . EI_{θ} соответствует акустическому импедансу $AI (= \rho V_p)$. Если $K =$

0.25 , то $EI_{\theta} = (V_p/V_s)^2$. Сейсмический атрибут EI – основа выполнения инверсии с помощью волнового уравнения упругих волн, похожей на традиционную акустическую инверсию. В инверсии акустического импеданса, находят импульс (используя формирующий фильтр или технологию взаимной корреляции) из AI трассы по скважинным данным или сейсмическим записям. В инверсии с помощью волнового уравнения, импульсы получают из трасс $EI(\theta)$ для различных углов падения и соответствующей мигрированной частично суммированной трассы. Схематическая блок схема EI представлена на Рисунке 17. Диаграмма сложна и отражает все этапы, которые выполняются для достижения поставленной задачи.

Имеются также другие формулы аппроксимации EI , например, логарифмическое приближение и менее распространенная нелинейная функция (Tarantola 1984, 1986; Pica *et al.* 1990). В логарифмической функции обходятся без громоздких экспоненциальных выражений, эта формула работает при условии $K = 0.25$ (Рисунок 18):

$$\ln (EI_{\theta}) = \ln (I_p) + (2 \ln (V_p/V_s) - \ln (I_p)) \sin^2 \theta \quad (8)$$

где $I_p = \rho V_p$. Для всех этих формул вводятся свои допущения и диапазоны действия. Это означает, что результаты инверсии с помощью волнового уравнения упругих волн обычно используются качественно, поскольку абсолютные значения инверсии не обязательно корректны. Для количественной интерпретации требуются большие усилия при обработке данных, например использование полных уравнений Цеппритца.

Кубы EI по дальним удалениям несут в себе детальную информацию о содержании флюида (Рисунок 19). Можно легко рассчитать атрибуты R_p , R_s , I_p , I_s , V_p/V_s , ρthomu и ρlambda . Атрибуты ρthomu и ρlambda (Goodway *et al.* 1997) получают из следующих формул:

$$\rho \text{thomu} = I_s^2 \quad (9)$$

$$\rho \text{lambda} = I_p^2 - 2I_s^2 \quad (10)$$

μ (μ) и λ (λ) – известные константы Ламе. μ – модуль сдвига. Параметр λ – характеризует несжимаемость и несет в себе информацию о флюиде.

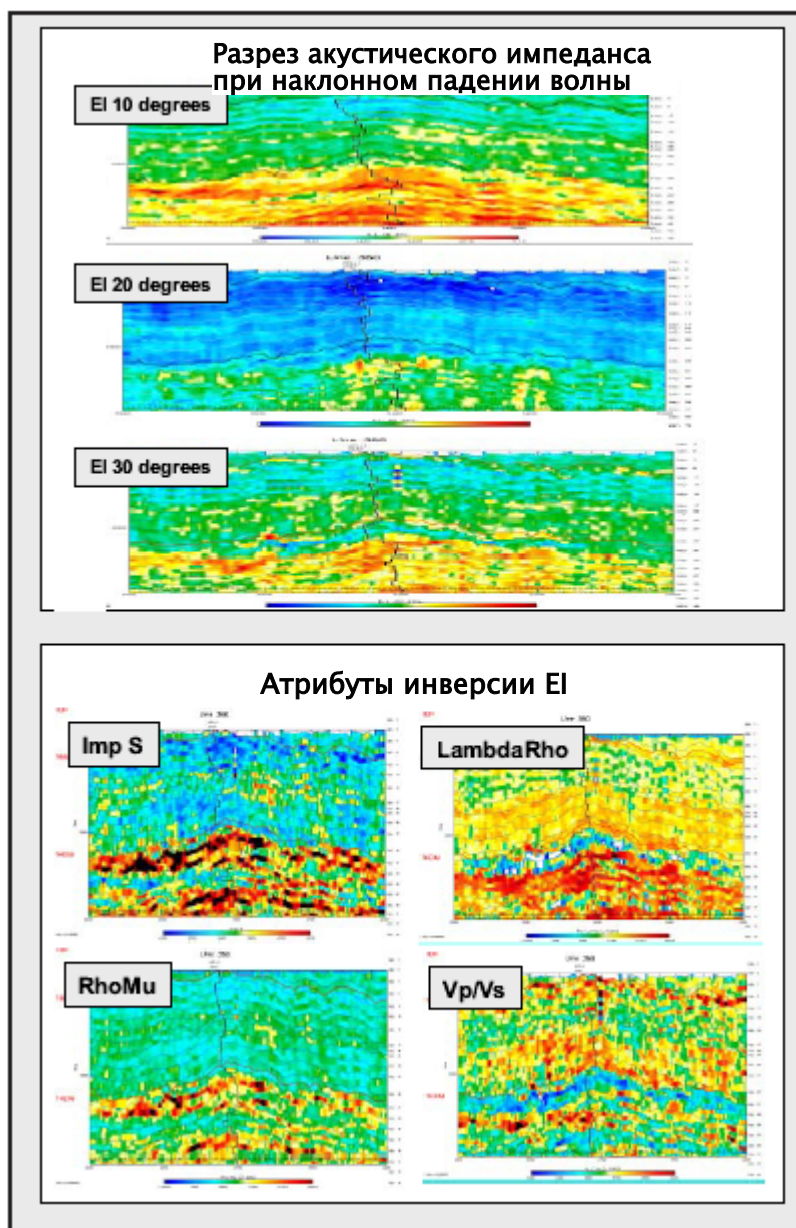


Рисунок 19 Комплексный подход при инверсии акустического импеданса для случая наклонного падения волн включает в себя изучение влияния AVO эффектов на трассы мигрированных сейсмограмм OIT с использованием информации по V_p и V_s . Кубы EI для различных углов падения и другие сейсмические атрибуты изучаются на предмет аномалий, которые могут быть вызваны изменением литологии, пористости и флюидосодержания. Инверсия акустического импеданса для наклонного падения дает возможность рассчитать несколько сейсмических атрибутов коллектора. На кросс-плотах демонстрируется их корреляция с изменениями порозаполнения.

Заметим, что используя схему инверсии, невозможно получить значения плотности и скорости для каждого отдельного слоя напрямую. Всегда необходимо проводить оценку их индивидуального вклада в общее изменение импеданса нескольких слоев.

При последующем детальном изучении рассчитанных атрибутов основное внимание уделяется аномалиям. Для выполнения количественных интерпретаций и предсказаний параметров коллекторов используются графики скважинных данных. Эти параметры также можно получить по результатам AVO анализа, но эти вычисления менее надежные (Cambois 2000).

2. Синхронная инверсия

При синхронной инверсии рассчитываются синтетические сейсмограммы по возмущенным моделям коэффициентов отражения для P- и S-волн.

Этот метод детально описан в работе Ма (2002) и мы будем пользоваться ей как руководством. Этот подход в своей основе базируется на модели. Инверсия выполняется путем применения алгоритма модельной "закалки" (Ма 2002). Она противоположна генетическому алгоритму, который рассматривает биологическую эволюцию как основу подхода Монте Карло (например Mallick *et al.* 1995).

Формула Аки и Ричардса (1980) дает возможность аппроксимировать коэффициент отражения P-волны при различных углах падения до суммирования.

$$R_{00} = 0.5 \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) - \frac{2(V_s/V_p)^2}{(\Delta \rho/\rho) \sin^2 \theta + 0.5 (\Delta V_p/V_p) \tan^2 \theta} (11)$$

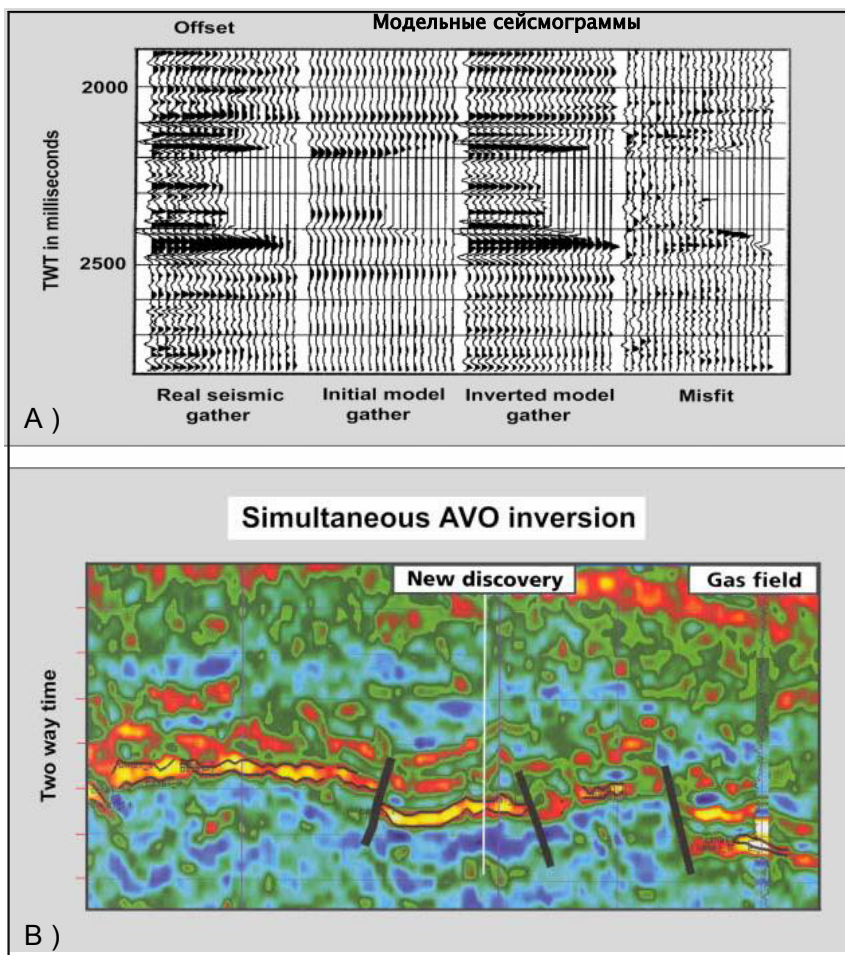


Рисунок 20А Синхронная инверсия в своей основе является методом подбора. Аппроксимация Аки и Ричардсона уравнений Цеппритца используется для расчета коэффициентов отражения при разных удалениях. Для расчета новых коэффициентов отражения и синтетических сейсмограмм ОГТ привносят возмущения в модели акустических импедансов для Р- и S-волн. Они сравниваются с реальными сейсмическими данными, их разность минимизируется с помощью алгоритма модельной "закалки". Преимуществом синхронной инверсии является то, что с помощью этого метода можно обойти ограничение на угол падения и одна модель может применяться для всех удалений (модифицировано по Ма 2002).

Рисунок 20В Разрез с результатами синхронной инверсии. Предложенное место заложения скважины оказалось удачным при последующем бурении, была обнаружена дополнительная залежь с промышленными запасами углеводородов (данные любезно предоставлены Fugro-Jason Geoscience).

где V_p среднее значение скорости распространения Р-волны между двумя однородными полупространствами, V_s – среднее значение скорости S-волн, а ρ – средняя плотность. Эта формула может быть переписана для импедансов для Р-и S-волн:

$$R_{\theta} = (1 + \tan^2 \theta) (\Delta \rho / 2\rho) - 8 (V_s/V_p)^2 \sin^2 \theta (\Delta I_s / 2I_s) - (\tan^2 \theta - 4(V_s/V_p)^2 \sin^2 \theta) (\Delta \rho / 2\rho) \quad (12)$$

Принимаются следующие допущения: относительные изменение $(\Delta V_p/V_p)$, $(\Delta V_s/V_s)$ и $(\Delta \rho/\rho)$ малы и угол падения θ значительно менее 90° . Это означает, что можно игнорировать члены разложения второго порядка (Fatti *et al.* 1994):

$$R_{\theta} = (1 + \tan^2 \theta) (\Delta \rho / 2\rho) - 8 (V_s/V_p)^2 \sin^2 \theta (\Delta I_s / 2I_s) \quad (13)$$

Для решения этого уравнения необходимо знать отношение V_s/V_p . Если модели V_p и V_s не являются хорошей аппроксимацией строения среды, то линейная инверсия даст некорректные результаты. Ма (2002) предложил заменить среднее значение V_s/V_p на среднее значение I_s/I_p . Эта величина I_s/I_p получается не из априорной модели, а выводится отдельно для каждой итерации процедуры инверсии.

Инверсия выполняется при следующих допущениях:

- Недра характеризуются горизонтальной слоистостью.
- Каждый слой описывается акустическим импедансом и импедансом для поперечных волн.

Коэффициенты отражения для n-ого слоя стартовой модели можно рассчитать следующим образом:

$$\Delta \rho / 2\rho = (I_{p_n} - I_{p_{n-1}}) / (I_{p_n} + I_{p_{n-1}}) \quad (14)$$

$$\Delta I_s / 2I_s = (I_{s_n} - I_{s_{n-1}}) / (I_{s_n} + I_{s_{n-1}}) \quad (15)$$

$$I_s / I_p = (I_{s_n} + I_{s_{n-1}}) / (I_{p_n} + I_{p_{n-1}}) \quad (16)$$

Эти функции используются для расчета коэффициентов отражения для всех углов падения по вышеприведенной формуле. Они сворачиваются с импульсом для получения синтетической сейсмограммы. Синтетическая сейсмограмма сравнивается с исходной сейсмограммой ОГТ и рассчитываются невязки (Рисунок 20А). Далее в модель вносят возмущения и проводят новое сравнение для уменьшения невязки. При проведении операции свертки подразумевают, что на границы между горизонтальными однородными слоями падает плоская волна, не учитываются: геометрическое расхождение, неупругое поглощение, рассеяние, потери при передаче, явление обмена волн и образование кратных.

Эти вопросы должны быть рассмотрены на этапе подготовки данных.

Инверсия переводит куб сейсмических данных в кубы коэффициентов отражения для различных диапазонов удалений. На разрезах и картах слоев, полученных по результатам инверсии, удобно изучать латеральные изменения (Рисунок 20В). Преимуществом синхронной инверсии является - малое число ограничений на достоверность вычислений. Простая исходная модель V_p служит входной моделью, она отвечает за ожидаемые низкочастотные вариации. Это приближение гарантирует стабильность конечного результата. Модель плотности строится с использованием оценки Гарднера (Gardner *et al.* 1975) или используется простая модель V_p/V_s (в аппроксимации, используется константа 2). Другим преимуществом является то, что одна и та же модель применима для всего диапазона удалений. Расчеты обычно выполняются для шести дискретных диапазонов удалений. Рассчитываются следующие атрибуты: V_p , V_s , ρ , λ , μ и V_p/V_s .

Часто формула для двух членов разложения Аки и Ричардса записывается в упрощенном виде (5). Из нее можно следующим образом получить коэффициенты отражения для нормального падения R_s :

$$R\theta = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta$$

$$A = 0.5 \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$B = 0.5 \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right) - 4 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left(\frac{\Delta V_s}{V_s} \right) - 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$C = 0.5 \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right)$$

A - отрезок на оси времени от начала координат до пересечения с продвижением ветви годографа, B - градиент из AVO анализа, а C - AVO кривизна. Если $V_p/V_s = 2$, то для нормального падения (Russell *et al.* 2003) будет выполняться аппроксимация из двух членов разложения и:

$$R_p 0 = A \quad (17)$$

$$R_s 0 = (A-B) / 2 \quad (18)$$

Плотность породы для P- и S-волн одинакова, но изменяется контраст скоростей.

В схеме AVO инверсии было принято линеаризованное байесово приближение (Buland and Omre 2003). В теореме Байеса используется принцип условной вероятности. Апостериорное решение дается с помощью Гауссовой плотности распределения вероятности, при этом расчеты основываются на моделировании методом Монте Карло. Линеаризация возможна в предположении слабого импеданс-контраста в уравнениях Цепригта. К недостаткам метода надо отнести огромное влияние шума, присутствующего в данных на недостоверность решения.

3. Импульсная инверсия до суммирования

Этот метод основан на прямом моделировании волнового уравнения. К сейсмическим трассам до суммирования подбираются модели строения изучаемой толщи. В расчете волнового уравнения учтены обменная энергия, межслойные кратные, потери на передачу энергии и отражения P-волн (Benabentos *et al.* 2002, Mallick *et al.* 2000).

Этот метод очень интенсивен в смысле быстрогодействия; поэтому его часто комбинируют с другими схемами нелинейных оценок и корреляций. Обучение нейронных сетей также является очень мощным средством для перевода сейсмических данных в трассы псевдо-каротажа (например Banchs и Michelena 2002). Для того чтобы приближение имело большую статистическую значимость, выполняется расчет доверительного интервала. Первые четыре метода инверсии, описанные выше, известны как **инверсия с помощью волнового уравнения акустических волн**. Инверсия на основе модели – самый лучший способ в случае, если данные плохого качества и число скважин ограничено (оценена акустическая кривая, оценена кривая плотности, нет контрольного каротажа) и сами сейсмические данные являются основой для инверсии. Инверсия с помощью волнового уравнения упругих волн – трудоемкий процесс и должна выполняться только когда анализ технической осуществимости продемонстрировал ее преимущества. Потребуется данные каротажа по поперечным волнам или хотя бы оценочные значения скоростей, но даже это не всегда требуется по данным Cambois (2002). Поведение предложенного им AVO-атрибута «fluid factor» сводится к поведению суммарного разреза на дальних каналах.

Предостережения

В качестве предостережения: 'Сейсмическая инверсия – неоднозначный процесс'. Существует несколько моделей AI, которые при свертке с импульсом могут порождать похожие синтетические трассы. Число возможных решений можно значительно сократить путем наложения ограничений на процесс моделирования, и сохранить самый правдоподобный сценарий (Veeken *et al.* 2002, Da Silva *et al.*, в работе). Использование других методов исследования в качестве поддержки, таких как AVO анализ и прямое моделирование, увеличивает достоверность результатов инверсии. Даже отрицательная корреляция является важной информацией, поскольку она дает нам представление о риске, связанном с перспективной площадью. В конце концов, это может звучать спорно, но она сократит риск бурения запланированных скважин благодаря улучшению критерия проведения классификации перспективных объектов.

Скорости сейсмических волн чувствительны к наличию газа в толще пород. Газонасыщенность, равная 5-10%, уже оказывает огромное влияние на сейсмический сигнал. И может привести к аномалиям AVO и AI, но они не представляют индустриальной значимости. Поэтому к протяженности картированных аномалий необходимо всегда относиться с осторожностью. Аномалии AVO и инверсии могут быть связаны с зоной максимального скопления углеводородов.

Сейсмическая инверсия зависит от правильного комплексирования скважинных данных. Включение эффектов анизотропии в схему инверсии улучшает качество выходных данных (Rowbotham *et al.* 2003). Это особенно важно, когда мы имеем дело с искривлением ствола скважин.

Сейсмическая инверсия постепенно становится типовой обработкой при разработке и разведке месторождений. Теперь даже выполняют мониторинг-инверсию (Gluck *et al.* 2000, Oldenziel 2003). Атрибут AI постепенно приходит на смену обычному амплитудному представлению сейсмических данных, как и инверсия становится составной частью технологии определения характеристик коллектора (Latimer *et al.* 2000, Van Riel 2000). Положительные результаты работ над конкретными объектами ясно демонстрируют экономический эффект этого типа анализа.

Заключение

В процессе инверсии сейсмический сигнал заменяется ступенчатым откликом импеданса. Имеются различные схемы сейсмической инверсии, каждая из схем имеет свои преимущества. Если основной задачей является количественная интерпретация, то важна предварительная подготовка входных данных. Инверсия, основанная на моделировании, характеризуется устойчивостью, даже если мы имеем дело с данными низкого качества. 3D приближение стабилизирует выходной результат. При использовании вероятностного метода, производится количественная оценка неопределенностей геологической модели, которые включаются в конечный результат. Обобщенная модель строения толщи также подходит для использования в качестве входных данных в пакет моделирования коллектора. В подходе до суммирования используются AVO эффекты, которые присутствуют в сейсмических данных. Все эти методы имеют свои ограничения и пределы. До запуска инверсии и/или AVO проекта рекомендуется провести анализ осуществимости и синтетическое моделирование.

Существует баланс между качеством конечного продукта, циклом работ и стоимостью. Сейсмическая инверсия – неоднозначная процедура, т.е. данная задача не имеет единственного решения. Другими словами: одному и тому же сейсмическому сигналу могут в равной степени соответствовать несколько моделей AI и EI. Многочисленные исследования уже доказали эффективность инверсии в задачах, связанных с улучшением оценки перспективности пластов и жил, усовершенствования прямого обнаружения углеводородов, оконтуривания наиболее благоприятных зон повышенной пористости и проницаемости. Все эти аспекты способствуют оптимизации плана разработки месторождений и уточнению объемных оценок, а также делают возможным производить более надежные экономические прогнозы.

Признательность

Мы в долгу перед компаниями CGG, CMG, Pemex и Jason Geoscience за получение разрешений на использование данных и благодарим наших ближайших коллег за обмен мнениями в ходе написания работы. Особенно хочется поблагодарить Др. E. Mendez, M. Rauch-Davies, H. Bernal, G. Velasquez, A. Marhx, J. Camara, N. Van Couvering, R. Walia, J. Helgesen, M. Querne, Y. Lafet, J.M. Michel, C. Pinson, S. Addy, R. Martinez, J.L. Gelot and P. Van Riel за их вклад в написание работы. Их комментарии и рецензии достойный высокой оценки. Особая благодарность предназначается Др. М. Васон за его конструктивные замечания.

Литература

- Aki, K. and Richards, P.G. [1980] *Quantitative seismology, theory and methods*. Freeman, San Francisco, 557.
- Ajlani, G., Al Kaabi, M. and Suwainna, O. [2003] Comparative analysis (CASP): a proposal for quantifying seismic data processing. *The Leading Edge*, **22**, 1, 46-48.
- Banchs, R. E. and Michelena, R.J. [2002] From 3D seismic attributes to pseudo-well-log volumes using neural networks: practical considerations. *The Leading Edge*, **21**, 10, 996-1001.
- Benabentos, M., Mallick, S., Sigismondi, M. and Soldo, J. [2002] Seismic reservoir description using hybrid seismic inversion: a 3D case study from the Maria Ines Oeste Field, Argentina. *The Leading Edge*, **21**, 10, 1002-1008.
- Buland, A. and Omre, H. [2003] Bayesian linearized AVO inversion. *Geophysics*, **68**, 1, 185-198.
- Cambois, G. [2000] AVO inversion and elastic impedance. *Expanded abstracts, 70th SEG Annual Meeting*, Calgary, 1-4.
- Castagna, J.P. and Backus, M.M. [1993] Offset dependent reflectivity - Theory and practice of AVO analysis. SEG, Tulsa, *Investigations in Geophysics* 8, 348.
- Connolly, P. [1999] Elastic impedance, *The Leading Edge*, **18**, 4, 438-452.
- Cook, D.A. and Snieder, W.A. [1983] Generalized linear inversion of reflection seismic data. *Geophysics*, **48**, 665-676.
- Cosentino, L. [2001] *Integrated reservoir studies*. Technip, Paris, 310.
- Coulon, J.P., Duboz, P. and Lafet, Y. [2000] Moving from seismic to layered impedance cube and porosity prediction in the Natih E member. *GeoArabia*, **5**, 1, 72-73.
- Da Silva, M., Rauch-Davies, M., Soto Cuervo, A. and Veeken, P. in prep. , Pre- and post-stack attributes for enhancing production from Cocuite gas reservoirs. *66th EAGE Annual Conference*, Paris [2004]
- Da Silva, M., Rauch-Davies, M., Soto Cuervo, A. and Veeken, P. in prep. , Data conditioning for a combined inversion and AVO study. *66th EAGE Annual Conference*, Paris, [2004]
- Dix, C.H. [1955] Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, **20**, 68-86.
- Duboz, P., Lafet, Y. and Mougnot, D. [1998] Moving to layered impedance cube: advantages of 3D stratigraphic inversion. *First Break*, **17**, 9, 311-318.
- Dubrule, O. [2003] Geostatistics for seismic data integration in earth models. *EAGE Distinguished Instructor Series* 6, 282.
- Dutta, N.C. [2002] Geopressure prediction using seismic data: Current status and the road ahead. *Geophysics*, **67**, 6, 2012- 2041.
- Fabre, N., Gluck, S., Guillaume, P. and Lafet, Y. [1989] Robust multichannel strati-graphic inversion of stacked seismic traces, *59th Annual Meeting SEG*, 943.
- Fatti, J.L., Smith, G.C., Vail, P.J., Strauss, P.J. and Levitt, P.R. [1994] Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: A 3-D seismic case history using the Geostack technique. *Geophysics*, **59**, 1362-1376.
- Faust, L.Y. [1951] Seismic velocity as a function of depth and geo-logic time. *Geophysics*, **16**, 192-206.
- Faust, L. Y. [1953] A velocity function including lithologic variations. *Geophysics*, **18**, 271-287.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. and Gregory, A.R. [1974] Formation velocity and density - The diagnostic basics for strati-graphic traps, *Geophysics*, **39**, 770-780.
- Gluck, S., Juve, E. and Lafet, Y. [1997] High resolution impedance layering through 3D stratigraphic inversion of post stack seismic data. *The Leading Edge*, **16**, 1309- 1315.
- Gluck, S., Deschizeaux, B., Mignot, A. Pinson and Huguet, F. [2000] Time-lapse impedance inversion of post-stack seismic data. *Expanded abstracts, 70th Annual Meeting SEG*, Calgary, 1509- 1512.
- Goffe, W.L., Ferrier, G.D. and Rodgers, J. [1994] Global optimization of statistical functions with simulated annealing. *Journal of Econometrics*, **60**, 65-100.

- Goodway, W., Chen, T. and Downton, J. [1997] Improved AVO fluid detection and lithology determination using Lamé's petrophysical parameters: LambdaRho, MuRho and Lambda/Mu fluid stack from P and S inversions. *Canadian Society of Exploration Geophysicists, Abstracts*, 148-151.
- Haas, A. and Dubrule, O. [1994] Geostatistical inversion - a sequential method of stochastic reservoir modelling constrained by seismic data. *First Break*, **12**, 11, 561-569.
- Hardage, B.A., [1985] Vertical seismic profiling - a measurement that transfers geology to geophysics: in Berg O.R. and Woolverton D.G. (eds) [1985,] Seismic stratigraphy II: an integrated approach to hydrocarbon exploration, *AAPG Memoir* 39, AAPG, Tulsa, 13-34.
- Helland-Hansen, D., Magnus, I., Edvardsen, A., and Hansen, E. [1997] Seismic inversion for reservoir characterization and new well planning in the Snorre field. *The Leading Edge*, **16**, 3, 269-273.
- Lancaster, S. and Whitcombe, D. [2000] Fast track "coloured" inversion. *Expanded abstracts, 70th SEG Annual Meeting*, Calgary, 1572-1575.
- Latimer, R.B., Davison, R. and Van Riel, P. [2000] Interpreter's guide to understanding and working with seismic derived acoustic impedance data. *The Leading Edge*, **19**, 3, 242-256.
- Lindseth, R. [1979] Synthetic sonic logs - a process for stratigraphic interpretation. *Geophysics*, **44**, 3-26.
- Ma, X. [2002] Simultaneous inversion of prestack seismic data for rock properties using simulated annealing. *Geophysics*, **67**, 1877-1885.
- Mallick, S. [1995] Model-based inversion of amplitude variations with offset data using a genetic algorithm. *Geophysics*, **60**, 939-954.
- Mallick, S., Lauve, J. and Ahmad, R. [2000] Hybrid seismic inversion: A reconnaissance tool for deep water exploration. *The Leading Edge*, **19**, 38-43.
- Mari, J.L., Glangaud, F. and Coppens, F. [1999] *Signal processing for geologists and geophysicists*. Editions Technip, Paris, 480.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A., Rosenbluth, M., Teller, M., and Teller, E. [1953] Equation of state calculations by fast computing machines. *Journal Chem Phys*, **21**, 1087-1092.
- Oldenziel, T. [2003] Time lapse seismic within reservoir engineering. *Thesis, Delft University of Technology*, 204.
- Onderwater, J., Wams, J. and Potters, H. [1996] Geophysics in Oman. *GeoArabia*, **1**, 2, 299-324.
- Pendrel, J., Stewart, R.R. and Van Riel, P. [1998] Interpreting sand channels from 3C-3D seismic inversion. *Expanded Abstracts, 71th SEG Annual Meeting*, 1588-1591.
- Pica, A., Diet, J. and Tarantola, A. [1990] Non linear inversion of seismic reflection data in a laterally invariant medium. *Geophysics*, **55**, 284-292.
- Ronghe, S. and Surarat, K. [2002] Acoustic impedance interpretation for sand distribution adjacent to a rift boundary fault, Suphan basin, Thailand. *AAPG Bulletin*, **86**, 10, 1753-1771.
- Rowbotham, P., Marion, D., Eden, R., Williamson, P., Lamy, P. and Swaby, P. [2003] The implications of anisotropy for seismic impedance inversion. *First Break*, **21**, 53-57.
- Russell, B.H., Hedlin, K., Hilterman, F.J. and Lines, L.R. [2003] Fluid property discrimination with AVO: A Biot-Gassmann perspective. *Geophysics*, **68**, 1, 29-39.
- Sheriff, R.E. [2002] *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. SEG, Tulsa, 429.
- Shuey, R.T. [1985] A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, **50**, 609-614.
- Stewart, R.R., Gaiser, J.E., Brown, R. and Lawton, D.C. [2003] Converted-wave seismic exploration: applications. *Geophysics*, **68**, 1, 40-57.
- Sytha, O. and Krokstad, W. [2003] Estimation of oil and gas column heights in prospects using probabilistic basin modelling methods. *Petroleum Geoscience*, **9**, No. 3, 243-254.
- Tarantola, A. [1984] Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics*, **49**, 1259-1266.
- Tarantola, A. [1986] A strategy for non linear elastic inversion of seismic reflections data. *Geophysics*, **51**, 1893-1903.
- Torres-Verdin, C., Victoria, M., Merletti, G. and Pendrel, J. [1999] Trace-based and geostatistical inversion of 3-D seismic data for thin sand delineation: An application in San Jorge Basin, Argentina. *The Leading Edge*, **18**, 9, 1070-1077.
- Trad, D., Ulrych, T. and Sacchi, M. [2003] Latest views of the sparse Radon Transform. *Geophysics*, **68**, 1, 386-399.
- Van der Laan, J. and Pendrel, J. [2001] Geostatistical simulation of porosity and risk in a Swan Hills reef. *Expanded abstracts, 71th SEG Annual Meeting*, 1588-1591.
- Van Riel, P., [2000] The past, present and future of reservoir characterization. *The Leading Edge*, **19**, 8, 878-881.
- Vazquez, R., Mendoza, A., Lopez, A., Linares, M. and Bernal, H. [1997] 3-D seismic role in the integral study of the Arcabuz-Culebra field, Mexico. *The Leading Edge*, **16**, 12, 1763-1766.
- Veeken, P.C.H., (in prep.), *Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation*. Elsevier, Amsterdam, 350.
- Veeken, P.C.H., Rauch, M., Gallardo, R., Guzman, E. and Vila, R. Villaseñor [2002] Seismic inversion of the Fortuna National 3D survey, Tabasco, Mexico. *First Break*, **20**, 5, 287-294.
- Velzeboer, C.J. [1981] The theoretical seismic reflection response of sedimentary sequences. *Geophysics*, **46**, 843-853.
- Walden, A.T. and Hosken, J.W.J. [1985] An investigation of the spectral properties of primary reflection coefficients. *Geophysical Prospecting*, **33**, 400-435.
- Weber, K.J. and Van Geuns, L.C. [1990] Framework for constructing clastic reservoir simulation models. *Journal of Petroleum Technology*, **42**, 10, 1248-1297.
- White, R. and Simm, R. [2003] Tutorial: Good practice in well ties. *First Break*, **21**, 10, 75-83.
- Yilmaz, O. [1987] Seismic data processing, Society of Exploration Geophysicists, *Investigations in geophysics*, 2, Tulsa, SEG, 526.
- Yilmaz, O. [2001] *Seismic data analysis, Volume 1 and 2*. Society of Exploration Geophysicists, *Investigations in geophysics*, 10, Tulsa, SEG, 2027.
- Zoeppritz, K. [1919] *On the reflection and propagation of seismic waves*, Erdbebenwellen VII B, Gottinger Nachrichten I, 66-84.