Лекция 1

Введение

Метод математического моделирования получил распространение в сейсморазведке примерно с середины 60-х годов. Использование синтетичес­ких сейсмограмм (СС), являвшихся результатом решения одномерной динамической задачи, имело следующий цели:

* анализ процесса формирования поля отраженных волн в тонкослоистой среде;
* оценку роли многократных волн в этом поле;
* определение сейсмических эффектов, обусловленных изменением литологии или углеводородосодержания и др.

В целом это позволило получить важные для практики интерпретации выводы о том, какие особенности и признаки нужно искать на реальной сейсмозаписи при изучении того или иного геологического объекта.

Переход к двумерному сейсмическому моделированию, т. е. к исполь­зованию синтетических временных разрезов (СВР), означал не просто увеличение количества синтезируемых трасс, а качественно новый уровень реализации метода моделирования. Речь идет об открывшейся возмож­ности применения математического моделирования непосредственно в процессе интерпретации данных сейсмических наблюдений

К началу 80-х годов сложилась следующая классификация видов сейсмомоделирования.

1. *Структурное моделирование.* Обычно такое моделирование осуществ­ляется путем прослеживания лучей, что позволяет воспроизвести истинный путь сейсмических волн при пересечении границ напластований, установить точную связь между временем и глубиной и понять причины своеобразного отображения определенных структурных форм на временном разрезе. С по­мощью структурного моделирования могут производиться оценка и учет влияния вышележащих толщ на кинематику сейсмических волн в интересую­щем (перспективном) диапазоне времен или глубин при решении страти­графических задач.
2. *Стратиграфическое моделирование.* Первоначально применялось с целью получить оценку влияния залежей нефти и газа, выклинивающихся слоев, зон литолого-фациального замещения и других неоднородностей на такие характеристики сейсмической записи, как изменение амплитуд, искажение вышезалегающих горизонтов, изменение полярности, понижение скорости, наличие и расположение дифрагированных волн. Структурные формы здесь менее важны, а упругие параметры горных пород, наоборот, являются очень важными и решающими. В последнее время стратиграфическое моделирование успешно применяется для обнаружения и подтверждения залежей углеводородов, определения литологии пород, связанных с этими залежами, границ распространения залежей и др.
3. *Моделирование сейсмических скоростей.* Вначале такое моделирова­ние получило распространение в связи с необходимостью оценки влияния кривизны отражающих и промежуточных границ и локальных неоднородностей на поле сейсмических скоростей или, другими словами, для анализа отклонений параметра *V*ОГТ реальных скоростей в среде. Впоследствии были осуществлены удачные опыты использования этого вида моделирова­ния в качестве основы в методах решения обратных кинематических задач для многослойных сред с криволинейными границами раздела и с градиен­тами скоростей в слоях.

Кроме того, двумерное сейсмомоделирование стало эффективно исполь­зоваться и на этапе обработки сейсмической информации для решения таких задач, как:

* расчет статических и кинематических поправок в условиях неоднородностей в верхней части разреза,
* тестирование новых программно-алгоритмических средств,
* синтез оптимальных графов обработки.

# Общие принципы интерпретации данных сейсморазведки на основе математического моделирования

## Системный анализ проблемы интерпретации данных сейсмических наблюдений

В соответствии с методологическим принципом системного подхода представим объект нашего изучения (процесс интерпретации данных сей­смических наблюдений) в виде целостной системы взаимодействующих эле­ментов (верхняя часть рис. 1, *а*).

Будем называть *интерпретацией данных сейсмических наблюдений* про­цесс построения сейсмогеологической модели, которая не противоречит имеющейся априорной информации (наблюденному волновому полю, данным промысловой геофизики, геологической информации) и опыту гео­физика-интерпретатора. Из этого определения следует несколько важных методологических выводов:

1. процесс интерпретации является целенаправленным и поэтому должен быть управляемым;
2. в процессе интерпретации необходимо сопоставлять имеющуюся в данный момент сейсмогеологическую модель с априорными данными (в первую очередь с наблюденным волновым полем) на предмет анализа их противоречивости и нахождения способов ее устранения;
3. ввиду невозможности непосредственного сопоставления таких разно­родных объектов, как сейсмогеологическая модель и наблюденное волно­вое поле, в процессе интерпретации необходимо решать прямую задачу, т.е. вычислять волновое поле по сейсмогеологической модели.

Таким обра­зом, математическое моделирование становится неотъемлемой частью технологии интерпретации.

Конкретизируя схему рис. 1, *а*, получаем схему интерпретации данных сейсморазведки на основе математического моделирования, представлен­ную на рис. 1, *б.* Она включает операции шести уровней.

**I уровень** **–** получение исходной информации в результате геофизи­ческих измерений и сбора априорных геологических данных.

**II уровень** – обработка и анализ указанной информации с различ­ными целями. Полевые данные сейсморазведки обрабатываются в целях получения

* годографов;
* горизонтальных спектров скоростей или графи­ков *V*ОГТ;
* окончатель­ного временного разреза, который должен содержать минимум помех и искажений и максимум объективной информации о строении среды.

Данные промысловой геофизики обрабатываются главным образом для получения эффективной по сейсми­ческим критериям одномерной сейсмической модели. Наконец, важнейшую роль, определяющую впоследствии все решения геофизика-интерпретатора, играет предварительно выработанная гипотеза о строении разреза, не про­тиворечащая имеющимся геологическим представлениям.

**III уровень** состоит в создании исходной для итеративного процес­са интерпретации двумерной сейсмогеологической модели или модели нулевого приближения. Эта операция в принципе неформальна и требует максимального использования всей доступной информации I и II уровней. На этом же уровне производится выбор импульса, моделирующего сейсми­ческий сигнал (моделирование сейсмического сигнала).

На **IV уровне** для получения модельных аналогов промежуточных и окончательных результатов обработки полевых данных сейсморазведки решаются прямые задачи сейсморазведки.

**V уровень** – операции сравнения промежуточных и окончательных результатов обработки с их модельными аналогами, имеющие целью коли­чественную оценку сходства между ними.

**VI уровень** в рассматриваемой схеме представляют процессы принятий по коррекции параметров в общем случае всех операций уровней II–V. В частности, при наименее "глубокой" обратной связи корректируются параметры сейсмомоделирования, т. е. сейсмогеологическая модель и модель импульса падающей волны. Исходными данными для принятия таких решении являются оценки сходства ("рассогласования"), полу­чаемые на уровне V.

## Теоретические вопросы автоматизированной интерпретации данных сейсморазведки

Лекция 2

Таблица 1. Влияние параметров двумерного сейсмомоделирования   
на характеристики отражений

|  |  |
| --- | --- |
| **Кинематические и  динами­ческие характеристики отражений** | **Параметры** |
| *А. Определяемые по отдельным трассам синтетического временного разреза* | |
| 1. Время отражения | 1. Локальные мощности пластов вышележащей толщи 2. Локальные скорости в пластах вышележащей толщи 3. Геометрия отражающей и промежуточных границ |
| 2. Амплитуда отражения | 1. Дифференциация скоростей и плотностей соседних слоев 2. Мощности слоев 3. Количество слоев, участвующих в формировании отражен­ной волны 4. Геометрия отражающей и промежуточных границ 5. Частота исходного сигнала |
| 3. Преобладающая частота отражения | 1. Частота исходного сигнала 2. Мощности слоев 3. Количество слоев, участвующих в формировании отражен­ной волны 4. Величины частотно-зависимого коэффициента поглощения |
| 4. Полярность отражения | 1. Полярность исходного сигнала 2. Порядок чередования слоев 3. Тип насыщающего флюида |
| 5. Форма отражения:  а) длительность волны, выраженная ко­ли­че­ством фаз | 1. Количество слоев, участвующих в формировании отражен­ной волны 2. Мощности слоев 3. Ширина спектра исходного сигнала 4. Частота исходного сигнала |
| б) соотношение ампли­туд экстремумов (форма оги­ба­ю­щей) | 1. Форма огибающей исходного сигнала 2. Количество слоев, участвующих в формировании отражен­ной волны 3. Дифференциация скоростей и плотностей соседних слоев 4. Мощности слоев |
| *Б. Определяемые по синтетическому временному разрезу* | |
| 6. Поведение линий t0 | 1. Геометрия отражающей и промежуточных границ 2. Скорости и величины их градиентов в пластах вышележа­щей толщи 3. Мощности пластов вышележащей толщи |
| 7. Интерференция  а) изменение времени между соседними фазами отражения | 1. Градиент изменения мощностей слоев, участвующих в формировании отраженной волны 2. Градиент изменения скоростей слоев, участвующих в формировании отраженной волны |
| б) изменения амплиту­ды отдельных фаз отражения (измене­ние формы огибаю­щей) | 1. Градиент изменения плотностей слоев, участвующих в формировании отраженной волны 2. Криволинейность границ, участвующих в формировании отраженной волны |
| 8. Когерентность | 1. Градиент изменения мощностей слоев, участвующих в формировании отраженной волны 2. Градиент изменения скоростей слоев, участвующих в фор­мировании отраженной волны 3. Градиент изменения плотностей слоев, участвующих в формировании отраженной волны 4. Криволинейность границ, участвующих в формировании отраженной волны |
| 9. Расположение и интенсивность дифрагирован­ных волн | 1. Наличие и местоположение объектов дифракции (точки выклинивания, примыкания; тектонические нарушения; резкие перегибы слоев, радиус кривизны которых меньше длины волны; участки резкого изменения пластовых пара­метров и т. п.) 2. Дифференциация скоростей и плотностей в дифрагирующих телах и вмещающих породах |

# Способы построения сейсмических моделей геологических сред

Предметом нашего рассмотрения являются волновые поля, образую­щиеся в многослойных средах в случае применения источника, возбуж­дающего преимущественно продольные волны, наблюдения отраженных волн при достаточно малых углах падения на границы раздела и регистра­ции только вертикальных компонент смещения. При моделировании таких волновых полей достаточно задавать в слоях модели следующие пара­метры: скорость продольных волн *Vp*, плотность *σ* и коэффициент погло­щения продольных волн *αp.* Поле продольных отраженных волн будет определяться в этом случае только данными параметрами, а распределение параметров поперечных волн не будет играть существенной роли. Вслед­ствие допущения о малых углах падения волны на границы раздела анизо­тропия скоростей также не учитывается.

В большинстве случаев для построения двумерных моделей использует­ся информация двух видов: высокоточная, но разреженная по площади геолого-геофизическая информация по разведочным скважинам и менее точная, но существенно более плотная сейсмическая информация между скважинами. Первая позволяет получить достоверные оценки физических свойств разреза в отдельных точках, т. е. построить одномерные модели. С помощью второй информации осуществляется переход к двумерным моделям.

## Построение одномерных моделей

Исходная информация, т. е. значения детальных скоростей и плотностей, для построения одномерных тонкослоистых моделей может быть получена несколькими способами:

1. По данным акустического (АК), гамма-гамма (ГГК) или гравита­ционного каротажей после соответствующей их обработки; обработка АК обычно включает процедуры вычисления скоростей с учетом кавернометрии, коррекции полученных скоростей по сейсмическому каротажу (СК), осреднения и др.; ГГК дает сразу плотность, поэтому обработка его заключается только в осреднении.
2. При отсутствии АК или ГГК, а также при низком их качестве акусти­ческие свойства разреза прогнозируются с использованием других широко рас­пространенных промыслово-геофизических характеристик: кажущегося сопротивления (*ρk*), интенсивности первичного (ГК) и вторичного (НГК) гамма-излучения и др.
3. Для приближенного задания акустических параметров тонких слоев иногда используются нормальные или обобщенные зависимости скорости и плотности от глубины для пород различной литологии.

Кроме того, информация о детальном распределении скоростей и плот­ностей в разрезе может быть получена по данным изучения керна, однако эти данные следует использовать только в тех случаях, если измерения про­водились в условиях, близких к пластовым.

Из перечисленных способов предпочтение следует отдать использованию данных АК и ГГК.

#### Осреднение данных АК и ГГК

Большое количество данных АК, накоп­ленное к настоящему времени, подт­верждает представления о тонкослоистой структуре реального скорост­ного разреза. Практически все осадочные породы, за редким иск­лючением (чистая соль, лед), имеют тонкослоистую структуру с той или иной степенью скоростной дифференциации.

Исходные непрерывные скоростные и плотностные разрезы, характеризующиеся высокой детальностью, не могут быть приняты в качестве одномерных моделей, по которым в дальнейшем предстоит построить двумерную модель. Тем или иным спосо­бом производится их осреднение и построение максимально упрощенной од­нородно-слоистой (или тонкослоистой) модели среды. Такая модель представляется в виде серии тонких однородных пластов, разделенных гра­ницами первого рода. При построении тонкослоистых моделей предпола­гается, что акустическая неоднородность, обусловленная внутренней измен­чивостью пород пласта, незначительна по сравнению с межпластовой акусти­ческой неоднородностью, связанной с изменением литологии или типа насыщения.

*Способ осреднения с порогом.* Применение его позволяет получить тонкослоистую модель в виде серии однородных слоев большей мощности по сравнению с исходным разрезом. Все границы в модели представляются границами первого рода. Сущ­ность алгоритма осреднения в данном способе заключается в том, что по заданным Δ*V* – величине значимой скоростной дифференциации и Δ*θ*min – минимальной временной мощности слоев из разреза исключаются тонкие слои, время пробега в которых *δti* < Δ*θ*min, объединяются слои с номера­ми *i* и *i*-1, если разница скоростей в них удовлетворяет условию

|*Vi* – *Vi*–1| ≤ Δ*V*

Значение скорости в объединенном слое вычисляется как среднее из *Vi* и *Vi*-1*.* Пороговое значение скачка скорости Δ*V* может быть различным для разных частей разреза.

Изменяя Δ*V*, можно менять число слоев в модели *N*, так как оно тем меньше, чем больше Δ*V.* Это может быть использовано для автоматическо­го поиска моделей с числом слоев, находящихся в заданных пределах *N*min – *N*max.

## Построение двумерных моделей

Рассмотрим методику построения двумерных сейсмогеологических мо­делей, представляющих собой комбинацию толстослоистых толщ (покры­вающей и подстилающей) и собственно моделируемого интервала в виде совокупности тонких слоев. Чтобы условия интерференции волн на верх­ней и нижней границах моделируемого интервала не отличались от реаль­ных, необходимо этот интервал расширить вверх и вниз на величину не менее λ (длина волны). Пример комбинированной модели представлен на рис. 8, *д.*

Такие модели используются, как правило, при решении стратиграфи­ческих задач, в которых объектами исследования могут быть зоны выклинивания и фациального замещения, залежи углеводородов и др. При этом моделируемый интервал должен совпадать с объектом исследований. Желательно, чтобы в пределах моделируемого профиля имелось две-три опорные точки, в которых по данным глубоких скважин заданы одно­мерные модели. Когда на профиле или вблизи него нет глубоких скважин, то в принципе возможно построение достаточно детальных моделей только по данным сейсморазведки.

Выбор комбинированного типа моделей для описания способов построе­ния самых разнообразных в целевом отношении двумерных моделей оправдан тем, что:

* во-первых, такая модель получила наибольшее рас­пространение в практике моделирования и,
* во-вторых, излагаемые ниже способы пригодны как для построения толстослоистых моделей (используемых при решении прямых и обратных кинематических задач), так и для построения тонкослоистых моделей по всему разрезу (используемых при решении прямых и обратных динамических задач).

Однако на практике последние строятся очень редко из-за край­ней трудоемкости построения таких моделей в двумерном варианте. Поэтому тонкими слоями задается ограниченный интервал, т. е. и в этом случае приходится иметь дело с комбинированной моделью.

При построении покрывающей толстослоистой части комбинированной модели, как правило, используется традиционный сейсмический разрез. При этом желаемым является условие: форма границ и значения скоростей в пластах должны быть такими, чтобы сохранялись кинематические годо­графы основных отраженных волн, а границам приписаны те коэффициенты отражения, которые получаются при расчетах с учетом их тонкослоистой структуры при определенной форме волны. В некоторых случаях по­крывающая толща может задаваться в виде одного или двух пластов с эффективными параметрами или с искусственно подбираемыми скоростями и толщинами, при которых совпадали бы времена отражений на синте­тическом и реальном временных разрезах в пределах моделируемого интер­вала

### Построение модели по данным бурения

При отсутствии данных сейсморазведки, т. е. в задачах предварительной оценки сейсмических аномалий, обусловленных особенностями геологического строения разреза (нефтегазоносность, фациальные замещения, выклинивания и др.), двумерные модели наиболее просто строятся путем линейной интерполяции свойств среды и положения границ в области между разведочными скважинами.

Метод линейной интерполяции достаточно точен в том случае, если период изменений используемых для моделирования геолого-геофизических характеристик больше расстояния между скважинами. В подавляющем большинстве случаев это условие не выполняется, и линейная интерполяция является лишь наиболее простым решением из множества вариантов увязки одномерных моделей по соседним скважинам.

Лекция 3

### Построение моделей по данным бурения и сейсморазведки

Наличие сейсмических временных разрезов позволяет отказаться от линейной интерполяции и осуществить построение модели с помощью следующих приемов:

1. Производится тщательная стратиграфическая привязка отраженных волн в точках глубоких скважин, причем наиболее надежная привязка осуществляется по временному разрезу, в который "врезаны" диаграммы скорости по АК в масштабе двойного времени и синтетические сейсмограммы.
2. На сейсмическом разрезе границы путем парал­лельного переноса точно совмещаются в точках расположения скважин с теми геологическими границами, которые определены в результате стра­тиграфической привязки (см. п. 1) как доминирующие при формировании отраженной волны. Если по какой-либо скважине получается невязка, то она "разбрасывается" по линейному закону в глубины сейсмической грани­цы между скважинами.
3. На полученный в результате такой коррекции сейсмический разрез, который можно назвать базисной толстослоистой моделью, в точках рас­положения скважин наносятся тонкослоистые модели, соответствующие моделируемому интервалу. В пределах моделируемого интервала про­водятся границы отдельных литологически однородных тонких слоев. При этом в зависимости от предполагаемой степени сложности двумерной модели подходы к ее построению могут быть различными. В зонах выдер­жанной корреляции сейсмических данных, которые, как правило, соответ­ствуют согласному или близкому к нему залеганию пород, эти границы проводятся так, чтобы они соединяли отметки по скважинам и были парал­лельны сейсмическим границам между скважинами. Участки изменений сейсмических данных (схождение осей синфазности, изменения формы и интенсивностей колебаний, разрывы в корреляции) тщательно анализи­руются и с учетом данных по скважинам задаются возможные модели изменений мощности слоев, литолого-фациальных замещений, появления углеводородов и др. Нередки случаи, когда в пределах одного модели­руемого интервала встречаются участки различной сложности.
4. Задаются упругие параметры (скорости и плотности) во всех слоях модели, при этом в точках между скважинами эти параметры находятся путем линейной интерполяции значений, полученных ранее в процессе формирования одномерных моделей в точках расположения скважин.

### Построение моделей по данным сейсморазведки

Если на профиле нет скважин, то модель может быть построена только по сейсмическим дан­ным. В этом случае целесообразно применять такие процедуры.

1. На основе кинематической интерпретации временного разреза строит­ся базисная толстослоистая модель. Используемые при этом средние и плас­товые скорости берутся из данных скоростного анализа, а в условиях Волго-Уральской провинции – чаще из интерполированных или экстрапо­лированных сейсмокаротажных данных.
2. Интервал временного разреза, соответствующий моделируемому объекту, преобразуется во временной разрез волновых сопротивлений по методике псевдоакустического каротажа (ПАК).
3. В ряде точек профиля строятся одномерные модели волновых сопро­тивлений. Затем от волновых сопротивлений с использованием формулы *σ* *=аVb*, где *σ* – плотность, *V* – скорость, переходят к оцен­кам скорости и плотности. Полученные таким способом одномерные мо­дели скорости целесообразно проверять на соответствие со значениями пластовых скоростей, взятыми из интерполированных или экстраполиро­ванных сейсмокаротажных данных.
4. Одномерные тонкослоистые модели наносятся на базисную толсто-слоистую модель, после чего, так же как и в предыдущем параграфе, строится комбинированная двумерная модель.

Необходимо отметить, что из-за использования только сейсмических данных, имеющих ограниченный частотный диапазон, тонкослоистую часть комбинированной модели следует рассматривать как эффективную сейсмическую модель.

Если полученные по описанным выше методикам двумерные модели предполагается использовать для интерпретации в итеративном режиме, то их целесообразно называть моделями нулевого приближения (моделями 0-приближения).

### Влияние нефтегазонасыщенности на упругие свойства пород

Сведения об изменении упругих свойств (скорости и плотности) пород-коллекторов в зависимости от типа насыщающего флюида можно получить прямым измерением в скважинах, расположенных в контуре залежи и за контуром, изучением керна при различном его насыщении, путем теоретических расчетов.

Прямые измерения в скважинах с помощью сейсмического просвечи­вания и СК выполнены в ограниченном объеме и полученные результаты не всегда достаточно точны. Обобщение данных показывает, что в нефтенасыщенных песчаных коллекто­рах при глубинах 1500–3000 м и средней пористости 20% скорость продоль­ных волн уменьшается на 6–12%, в газонасыщенных коллекторах – на 15–30% по сравнению с водонасыщенным коллектором.

При измерениях на ультразвуковых частотах (АК) величина различия скоростей, обусловленная водо- и нефтегазонасыщенностью пород, меньше, чем на сейсмических частотах. Поэтому использование данных об уменьшении скоростей при нефтегазонасыщении, полученных на ультразвуковых частотах (в скважинах или на образцах керна), для модельных расчетов в сейсмическом диапазоне частот возможно лишь после их коррекции. Удвоение величин понижения скорости будет, по-видимому, вполне допустимым. Данных об изменении плотности при различном насыщении коллектора, которые были бы получены путем прямых измерений в скважинах, пока не имеется.

При отсутствии данных прямых измерений на керне или в скважине (или если эти данные недостаточно надежны) влияние нефтегазонасыщения на скорость и плотность может быть оценено теоретически, с помощью формул из теории распространения упругих волн в пористых средах. Для определения скорости продольных волн в сейсмическом диапазоне частот используется уравнение

, (2.1)



где *U*п и *σ*п – параметры, зависящие соответственно от упругости и плот­ности флюида; *U*ск и *σ*ск – параметры, характеризующие упругость и плотность скелета (остова) породы.

Значения *U* и *σ* следующим образом выражаются через свойства твердо­го материала породы и насыщающего ее флюида:

1. *σ*ск = *σ*тв (1 – *K*п), где *σ*тв – плотность материала, слагающего твердую фазу породы, *K*п – пористость;
2. *σ*п = *σ*ф *K*п, где *σ*ф – плотность флюида, т. е. плотность воды, нефти, газа или их смеси;
3. , где *β*ск – сжимаемость скелета (относительное изменение объема скелета при всестороннем упругом сжатии породы), *G*ск – модуль сдвига скелета;



где *β*тв – сжимаемость материала, слагающего скелет породы, *β*ф *–* сжимаемость флюида, величины *β*тв и *β*ск связаны соотношением *β*ск = *β*тв + *K*п*β*п (*β*п – сжимаемость порового пространства).

При использовании формулы (2.1) основная трудность заключается в выборе величин *β*ск и *G*ск.

Для приближенных расчетов можно использовать уравнение среднего времени (уравнение Уилли)

, (2.2)



где *V*п – скорость в коллекторе, заполненном флюидом; *V*ск – скорость в скелете; *V*ф *–* скорость во флюиде, *K*п *–* коэффициент пористости. Формула (2.2) справедлива для хорошо сцементированных пород. Величину плотности можно оценить по уравнению

*σ*п = *σ*ск (1 – *K*п) + *σ*ф*K*п, (2.3)

где *σ*п – плотность коллектора, заполненного флюидом, *σ*ск – плотность скелета, *σ*ф – плотность флюида.

Если поры заполнены несколькими компонентами, например газ–вода, нефть–вода и т. д., то имеет место уравнение

*σ*п = *σ*ск (1 – *K*п) + *σ*ф*K*п + (*σ*в – *σ*ф)*S*в*K*п,

где *σ*в – плотность воды, *S*в – коэффициент водонасыщенности.

# Методика интерпретации на основе итеративного моделирования

## Особенности получения и обработки сейсмических данных, интерпретируемых на основе моделирования

Главное требование, предъявляемое к данным сейсмических наблюдений, которые интерпретируются с помощью итеративного моделирования, состоит в повышенном отношении сигнал/помеха. Опыт сейсмомоделирования показывает, что нижний предел отношения энергии сигнала к энергии помехи, равный 10 – 15, является достаточным для того, чтобы в процессе итератив­ного подбора параметров модели достичь достаточно высокую степень сходства СВР и реального временного разреза (РВР). Это предельное значение установлено на основе тесто­вого моделирования и сопоставления СВР и РВР по нор­мированной функции взаимной корреляции (НФВК) и значений отношения сигнал/помеха на РВР по одинаковым фрагментам временных разрезов. На рис. 4 показан пример такого сопоставления по профилю 39 Северо-Маркинской площади, из которого видно, что сходство СВР и РВР до 0,8 и выше удавалось получить только на участках, где отношение сигнал/по­меха на РВР достигало 10 – 15 и выше.

Важным является также требование иметь на реальных временных разрезах достаточно высокую временную разрешенность отражений. При повышении разрешенности появляется возможность не только более де­тально, т.е. в более узких временных окнах, производить сравнение СВР и РВР и последующую коррекцию модели, но и получать более детальные псевдоакустические разрезы, необходимые для построения модели 0-приближения.

Лекция 4

Достижение подобного качества РВР естественно накладывает более жесткие требования на методику полевых наблюдений и последующую обработку сейсмических данных.

### Методика полевых наблюдений

Как известно, требования повышения отношения сигнал/помеха и увеличения разрешенности записи в какой-то мере противоречивы. Поэтому на практике важно определить, какое из этих требований является доминирующим при изучении того или иного геологического объекта. Например, при изучении рифогенных построек, грабенообразных прогибов и др. прежде всего нужно обеспечить высокое отношение сигнал/помеха, а при выявлении зон выклинивания и страти­графического несогласия, первостепенным становится требование высокой разрешенности сейсмичес­кой записи.

На поисковом этапе исследований, в целях выявления рифогенных образований, грабенообразных прогибов, выступов кристаллического фундамента методика полевых работ может быть близка к производственной или отличаться от нее некоторым увеличением мощности интерференционных систем при возбуждении и приеме. Основные элементы такой методики следующие:

1. плотность сети профилей 1,5–2,0 пог. км на 1 км2;
2. схема наблюдения – в основном центральная;
3. кратность перекрытия 12 или 24;
4. максимальное расстояние взрыв – прибор *Х*max *=* 1700–2500 м;
5. вы­нос 25–200 м;
6. расстояние между каналами 40–50 м;
7. группирование сейсмоприемников до 36 на канал, причем расположение приемников в одну или две линии на базе не более 50 м;
8. возбуждение – взрывы в одиночных скважинах с опти­мальной глубины или из группы мелких (4–5 м) скважин на базе не более 40–50 м.

При детальных исследованиях требования к методике полевых наблюде­ний повышаются и сводятся к следующему.

1. плотность профилей должна быть не менее 3 пог. км на 1 км2, причем при детализации, например, грабенообразных прогибов большую часть профилей следует ориентировать вкрест прогиба с расстоянием между ними не более 500 м;
2. в целях повышения пространственной разрешенности расстояние между каналами не должно превышать 25–30 м;
3. группирование сейсмоприемников увеличивается до 48–60 элементов на канал, причем эти элементы располагаются по площади в виде 4–5 парал­лельных ниток; база группы должна быть не более 50 м.

### Методика цифровой обработки

Независимо от содержания решаемой геологической задачи методика обработки должна предусматривать полу­чение временных разрезов с сохранением истинных амплитуд, с высокой разрешенностью отражений, с высоким соотношением сигнал/помеха, а также обеспечивать возможность высокоточного определения интерваль­ных скоростей.

Выполнение указанных требований достигается при использовании усложненного графа обработки, содержащего следую­щие процедуры:

1. демультиплексация цифровых записей (DMXT);
2. редакция (REDX);
3. коррекция амплитуд за геометрическое расхож­дение и поглощение (RAMP);
4. вычитание среднескоростных волн-по­мех (RECON);
5. минимально-фазовая деконволюция исходных записей (DECVTX);
6. широкополос­ная фильтрация исходных записей (FILVTX);
7. коррекция амплитуд за неидентичность условий возбуждения и приема (NORM);
8. коррекция статических поправок (SUMLAK);
9. коррекция кинематических поправок (сканирование или вертикальные спектры, KINVC);
10. автоматическая коррекция статических поправок (PAKS);
11. накапливание по ОГТ (SUMLC);
12. погоризонтный анализ скоростей (горизонтальные спектры скоростей, HORSP);
13. неза­висимая потрассовая коррекция остаточных фазовых сдвигов в несколь­ких временных окнах (WINCOR);
14. когерентная фильтрация (AMCOD);
15. нуль-фазовая деконволюция по раз­резу (ZEDEC);
16. широкополосная фильтрация по раз­резу (FILVTX);
17. когерентная фильтрация (AMCOD);
18. ми­грация (MIGFK);
19. псевдоакустический каротаж (РАК).

## Выбор способа решения прямой динамической задачи

При использовании математического моделирования для целей интер­претации сейсмических данных возникает вопрос о выборе способа вычисления теоретического волнового поля. В последнее время для двумерного моделирования получили распространение способы, осно­ванные на лучевом приближении, и более точные способы, базирующиеся на решении дифракционного уравнения Кирхгофа или волнового уравнения в конечных разностях. Выбор способа является, прежде всего, вопро­сом методическим. Однако нельзя забывать и о стоимостной стороне дела, поскольку затраты машинного времени при вычислениях по точным спо­собам, например по алгоритму Трорея – Хилтермана, для некоторых, даже не очень сложных моделей, могут быть на один-два порядка выше, чем при вычислениях в лучевом приближении. Особенно остро вопрос о выборе способа вычислений стоит при использовании моделирования в итеративном режиме, когда предполагается многократное вычисление СВР.

При выборе способа его вычисления естественно исходить из того клас­са сейсмологических моделей, который предопределен решаемой при интерпретации геологической задачей. Зафиксировав этот класс моделей, нужно соотнести его с наиболее существенными допущениями, на которых построены конкретные вычислительные алгоритмы. Отправными здесь являются следующие соображения. Теория распространения сейсмических волн на основе лучевых представлений геометрической сейсмики предпо­лагает, прежде всего, абсолютную локальность сейсмических лучей, что равносильно утверждению о бесконечно малой длине волны, а также рас­пространение энергии волны по лучу и зеркальное ее отражение в един­ственной точке. Согласно волновым представлениям, полная энергия сейс­мической волны есть результат суммирования элементарных волн, при этом в одну и ту же точку приема приходит энергия, отраженная от неко­торого участка границы, которая, таким образом, должна иметь опре­деленную протяженность. Вследствие этого возникают явления дифракции, благодаря которым у окончаний границ не наблюдается резкого обрыва отраженных волн. При падении плоской волны на границу, содержащую резкие перегибы, их экстремальные точки являются источниками дифрагированных волн. Эти и некоторые другие явления не могут быть рассчитаны в лучевом приближении.

Для оценки величины области формирования отраженного импульса обычно используется параметр первой зоны Френеля *F*, который рассчи­тывается по известной формуле:

,



где *Н –* глубина залега­ния отражающей границы; *λ* – длина волны. Если протяженность отра­жающего элемента, связанного с какой-либо неоднородностью в геологи­ческом разрезе, составляет величину *F* зоны Френеля и более, то этот эле­мент отобразится на временном разрезе с максимальной амплитудой, со­ответствующей отражению от бесконечно длинной границы. При уменьше­нии горизонтальных размеров элемента (меньше *F*) он будет отображать­ся на временном разрезе с заметным уменьшением амплитуды, все мень­ше походить на отражение и все больше приобретать вид дифракции, со­ответствующей отражающей точке.

В связи с этим для практики моделирования большое значение имеет определение хотя бы примерного набора структурных и стратиграфических моделей, для которых ограничения лучевой теории могут оказаться неприемлемо жесткими и для построения СВР потре­буются способы, основанные на волновой теории. Далее рассмотрим примеры таких моделей, причем выбранные модели соответствуют геологи­ческим объектам, нередко обнаруживаемым в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Для каждой модели вычислялись СВР по двум программам: по программе, алгоритм которой осно­ван на лучевых представлениях, и по программе, реализующей численное решение ди­фракционного уравнения Кирхгофа.

В первой программе СВР вычисляется путем поиска траекторий нормаль­ных лучей для заданных пунктов взрыва-приема (ПВП) и определения амплитуд отраженных волн. В осно­ву алгоритма второй программы положена простая теория дифракции А. Трорея, которую модифицировал Ф. Хилтерман для случая многослой­ной среды.

### Пример 1. Моделирование микрограбенов

Данный пример (рис. 5) иллюстрирует отличие волновых полей от грабенообразных прогибов при различной их ширине. Последняя варьировалась, исходя из величины зоны Френеля, которая для модели на рис. 5, *а* при видимой длине волны *λ* = 160 м и глубине границы *Н =* 2400 м составляет *F* = 880 м. Поэтому шири­на грабенов была задана следующей: *l*1 = 0,5*F =* 440 м, *l*2 = *F =* 880 м, *l*3 = 2*F =* 1760 м.

На временных разрезах, полученных в лучевом приближении (рис 5, *б*), можно видеть адекватное отображение всех элементов модели грабенообразного прогиба независимо от его ширины*.* На временных разрезах, полученных по алгоритму Трорея – Хилтермана, наблюдается отчетливая зависимость волновой картины от ширины грабена: при ширине грабена меньше зоны Френеля происходит перекрытие разрыва в отражающих границах за счет дифракции, и при *l*1 = *0*,*5F* разрыв практически незаме­тен. Существование его можно обнаружить лишь по небольшой аномалии времени и по некоторому ослаблению амплитуд. Это надо учитывать при практической интерпретации временных разрезов, чтобы избежать непра­вильных выводов относительно ширины прогиба, пределов распростра­нения вверх по разрезу разрывных нарушений и самого существования прогиба.

### Пример 2. Моделирование подрифовых горизонтов

Данный пример (рис. 6) иллюстрирует различие в отображении на временных разрезах плоских горизонтальных границ, расположенных глубже рифогенных обра­зований. На рис. 6, *а* представлена обобщенная модель рифогенного образования фамен-турнейского возраста, составленная на основе анали­за и обобщения сейсмогеологических материалов по большому количе­ству структур Самарской и Оренбургской областей, рифогенная при­рода которых доказана. На модели граница 8 соответствует кровле терригенных отложений девона, границы 4 и 5 *–* бобриковскому горизонту, границы 2 и 3– верейскому горизонту, граница 1 – кровле жестких отложений. В рифогенных образованиях, расположенных между граница­ми 5 и 8, скорость 6000 м/с, во вмещающих породах – 5400 и 5500 м/с.

Из сравнения временных разрезов на рис. 6, *б*, *в*, прежде всего, видно появление на обоих разрезах ложных антиклинальных перегибов по гори­зонту 8 с амплитудой 20 мс, хотя на модели граница 8 была задана плоской и горизонтальной. Отличие заключается в том, что на временном разрезе, вычисленном с учетом дифракции (рис. 6, *в*), по горизонту 8 наблюдает­ся резкое уменьшение интенсивности записи на участках флексурообразного перехода от горизонтальной части к ложной антиклинали. Кроме того, флексурообразные перегибы явились источниками ложных (мнимых) дифрагированных волн. Данный пример должен предостеречь от ошибочной интерпрета­ции реальных временных разрезов, на которых встречены аномалии, подоб­ные приведенным на рис. 6, *б* по горизонту 8*.* Очевидно, такие аномалии можно принять за горстовидные структуры.

Лекция 5

Рассмотренные модели являются достаточно "трудными" для расче­тов по лучевому методу, но следует учитывать, что соответствующие этим моделям реальные геологические объекты в Волго-Уральской провинции составляют не более 10-20 % от общего числа нефтегазоперспективных объектов. Кроме того, сравнение результатов моделирования для ряда других, менее сложных моделей (антиклинальные складки и флексурообразные перегибы слоев, тонкослоистая пачка с нерезким изменением толщин слоев или с плавно выклинивающимся одним слоем, выступы кристаллического фундамента с выклиниванием слоев в примыкающих отложениях, верейские и довизейские врезы с нерез­кой морфологией и др.) показывает, что временные разрезы, рассчитан­ные в лучевом приближении и по волновой теории, практически идентичны. В связи с этим применение лучевого метода при модельных расчетах с целью интерпретации может быть достаточно широким и полезным. Однако если в моделях имеются такие элементы, как тектонические нарушения, неоднородности с горизонтальными размерами, меньшими зоны Френеля, резкие перегибы слоев с радиусом кривизны, меньшим длины волны, и если при интерпретации используются в количественной форме динамические характеристики записи (например, при решении задач ПГР), то следует пользоваться более точными методами.

## Выбор исходного сейсмического импульса

Результатом решения прямой динамической задачи обычно является СВР в виде импульсных сейсмотрасс, которые затем подвергаются свертке с импульсом, моделирующим сейсмический сигнал. Успех использования СВР для целей интерпретации во многом определяется правильным выбо­ром начального приближения этого импульса.

В связи с этим в практике моделирования применяется следующая методи­ка выбора сейсмического импульса. Основой этой методики является аналитическое выражение импульса Пузырева:

, (3.1)



где *a*0 – начальная амплитуда (обычно *a*0 = 1); *ω*0 = 2*πf*0 – преобла­дающая частота, Гц; *р –* затухание; *ϕ* – начальная фаза.

Определение начального приближения параметров этого импульса (*ω*0, *p*, *ϕ*) производится следующим образом. Начальная фаза *ϕ* прини­мается равной *π*/2 (симметричный импульс) на основании того, что в процессе обработки реальных сейсмических записей в результате приме­нения всех видов фильтраций (деконволюция, полосовая фильтрация) стремятся на выходе получить элементарный сигнал симметричной формы (нуль-фазовый).

Преобладающая частота *f*0 находится по спектру мощности реальных записей, для чего в заданном фрагменте временного разреза по всем трас­сам вычисляются нормированные автокорреляционные функции, которые затем осредняются, в результате чего получается одна функция *.* Для этой функции, предварительно сглаженной, вычисляется спектр мощности. Квадратный корень из этого спектра принимается за осредненный амплитудный спектр сейсми­ческого импульса. Этот спектр нормируется, и по нему находятся два параметра: преобладающая частота *f*0 и ширина спектра Δ*f* на уровне 0,7.



Для определения параметра затухания *р* используется аналитическое выражение для нормированного амплитудного спектра импульса (3.1) в виде:

. (3.2).



Вначале по этой формуле при известном *ω*0 = 2*πf*0 и *p* = 5000 вычисляет­ся амплитудный спектр теоретического импульса (3.1), по которому также на уровне 0,7 оценивается ширина спектра Δ*f*(1) (первая итера­ция). Это значение Δ*f*(1) сравнивается с определенным по спектру реальных сейсмозаписей значением Δ*f*, и если Δ*f*(1) > Δ*f*, то первоначальное *р* уменьшается, и наоборот. С новым значением *р* опять вычисляется по формуле (3.2) спектр Φ(*ω*), по которому находится новое значение Δ*f*(2) (вторая итерация) и т. д. Шаг изменения по *р* вначале принимается равным 1000, а после получения "вилки" он уменьшается до тех пор, пока не будет выполнено условие |Δ*f*(*i*) – Δ*f*| ≤ 2 Гц, тогда значение *р* фиксируется.

Полученные оценки *ω*0 и *p*, а также принятое значение *ϕ* = *π*/2 исполь­зуются для расчета по формуле (3.1) весовых коэффициентов фильтра для свертки с синтетическим временным разрезом в импульсном представ­лении.

Рассмотренная, методика предназначена для определения начального приближения пара­метров импульса, которое, как правило, является достаточно хорошим для параметров *ω*0 и *p*, но принимаемая априори величина *ϕ* = *π*/2 может быть весьма приближенной, поскольку на реальном временном разрезе сигнал может отличаться от нуль-фазового. Поэтому в дальнейшем в про­цессе итеративной коррекции параметров модели все три параметра им­пульса также корректируются.

## Сопоставление синтетического и реального временных разрезов

В соответствии с общими принципами анализа двумерных изображений сопоставляемые объекты должны быть разбиты на элементарные единицы, называемые сегментами. В нашем случае (при сравнении РВР и СВР) это понятие обозначает наименьшие элементы (Δ*X*, Δ*t*), которые сохраняют физико-геологический смысл. Конкретно: сегменты, выделяе­мые на сопоставляемых временных разрезах, ограничиваются по оси *t* интервалом с одним или двумя опорными отражениями или таким интер­валом между опорными отражениями, который может представлять само­стоятельный интерес для моделирования, по оси *Х –* участком, который характеризуется примерно одинаковым характером записи и в определенной степени соответствует понятию сейсмофации, принятому в сейсмостратиграфии. Необходимо также отметить, что процедура сегментации, являясь неформальной в принципе, выпол­няется интерпретатором, а те соображения, которыми он руководствуется при выделении сегментов, создают для каждого из них свой контекст при сопоставлении реального и синтетического разрезов.

Наиболее естественной и наглядной являлась бы оценка, характеризую­щая в целом сходство соответствующих друг другу (т. е. имеющих один и тот же физико-геологический смысл) сегментов реального и синтетиче­ского разрезов. Однако для упрощения будем сопоставлять только участки трасс, входящих в указанные сегменты. Это позволяет свести двумерную (по *Х* и *t*) задачу оценки сходства к сово­купности одномерных (только по *t*) задач. По существу предполагается при этом, что волновое поле квазистационарно по *X*-координате.

Переходя непосредственно к численному оцениванию сходства трасс РВР и СВР, прежде всего, выделим две группы таких оценок:

1. инте­гральные оценки, характеризующие общий вид сравниваемых объектов;
2. дифференциальные, характеризующие отдельные их элементы.

При оценивании сходства по интегральным критериям основной операцией является интегрирование с использованием полной информации об объек­тах, а по дифференциальным критериям – дифференцирование, которое применяется как к объектам в целом, так и к их частям. Конкретные виды критериев сходства трасс СВР и РВР рассматриваются ниже.

Отметим лишь одно, важное в методическом аспекте обстоятельство. Достаточно высокий уровень глобальных оценок сходства, построенных по интегральным и дифференциальным критериям, играет роль соответственно необходимого и достаточного усло­вия достижения цели интерпретации. Это значит, что в процессе интерпре­тации при оценивании сходства с необходимостью нужно переходить от интегральных критериев к дифференциальным. Фактически это соответ­ствует наращиванию степени детальности рассмотрения сравниваемых раз­резов.

Так, при решении стратиграфических задач, вызывающих повышенный интерес в связи с проблемой прогнозирования геологического разреза, очевидно, нельзя заканчивать процесс интерпретации по достижению вы­сокой степени сходства по интегральным критериям, поскольку геологи­ческая сущность таких задач часто выражается в столь незначительных вариациях сейсмогеологической модели и соответствующего ей СВР, чув­ствительностью к которым обладают лишь дифференциальные критерии. Подобного рода чувствительность достигается усложнением процедуры оценивания сходства или построением этой процедуры на итеративно-диалоговых принципах, чем обеспечивается соответствие оцен­ки сходства визуальным и геолого-геофизическим представлениям интер­претатора.

Из рис. 7, *а* видно, что применение интегральных критериев требует осторожности, поскольку здесь при очевидном отсутствии визуального сходства значение интегральной оценки довольно высоко (0,84). Рис. 7, *б* и *в* демонстрируют слабую чувствительность интегрального критерия к малоамплитудным (локальным) особенностям записи: если учесть форму последнего полупериода записи, трассы на рис. 7, *6* визуально более похо­жи между собой, чем трассы на рис. 7, *в*. Однако значения сходства по НФВК противоречат этому суждению. Рис. 7, *г*, *д* и *е* иллюстрируют тот факт, что числовые значения интегральных и дифференциальных оценок могут отличаться весьма существенно. Кроме принципиальной разницы в подходах к оцениванию сходства, это объясняется еще и тем, что при вычислении дифференциальных оценок учитывается качественная инфор­мация от геофизика-интерпретатора. Так, выполнив стратиграфическую привязку отражений, он может выделить отражения, являющиеся целевы­ми в решаемой им геологической задаче, и задать их как наиболее важные при оценивании сходства.

Главной методической целью получения оценок сходства является выделение на каждом шаге итеративного процесса интерпретации тех трасс СВР и РВР, сходство между которыми ниже принятого на данном шаге порога. Наличие протяженных участков СВР, характеризующихся пониженными значениями оценок сходства, указывает на необходимость коррекции соответствующего фрагмента сейсмогеологической модели (иногда вплоть до перехода к другой гипотезе о строении геологического разреза).

## Целенаправленная коррекция параметров тонкослоистых моделей

Как и ранее, будем ориентироваться на класс комбинированных моделей геологических сред, введенный в гл. 2. Напомним, что такие модели состоят из собственно моделируемого интервала, представленного совокупностью тонких слоев, и толстослоистой покрывающей части. В число корректируемых параметров включаются скорости, плотности и мощности тонких слоев, а также параметры импульса, моделирующего сейсмический сигнал.

Из методических соображений разделим процесс оптимизации целевой функции, связывающей оценки сходства с параметрами сейсмомоделирования, на два этапа:

1. предварительная коррекция, выполняемая в диалоговом режиме, когда в процессе коррекции предполагается постоянное и непосредствен­ное участие геофизика-интерпретатора;
2. уточнение параметров моделей в автоматическом режиме путем оптимизации некоторого функционала, описывающего сходство трасс реального и синтетического временных разрезов.

### Предварительная коррекция

На этапе предварительной коррекции осуществляется сравнительно грубый подбор параметров модели в диало­говом режиме. Наличие данного этапа позволяет не вводить каких-либо ограничений на величину отклонения параметров модели нулевого при­ближения от искомого решения. Но вместе с тем если при первой оценке сходства (визуальной или по НФВК) синтетического и реального времен­ных разрезов обнаруживается явное их несходство, то ставится вопрос об изменении модели в целом или о переходе к другой гипотезе о геологи­ческом строении разреза.

Методической основой предварительной коррекции являются следующие положения:

1. при коррекции используются данные о сравнительной чувствитель­ности динамических характеристик записи к изменению параметров тонко­слоистой модели, полученные с помощью метода статистических испыта­ний;
2. в целях ограничения области поиска глобального экстремума из пер­вого этапа исключается и переносится на второй этап коррекция двух пара­метров исходного импульса (*р*, *ϕ*) и в некоторых случаях коррекция толщин слоев;
3. для коррекции систематического отклонения толщин или скоростей в слоях, выражающегося в растяжении или сжатии трасс синтетического разреза, применяются формулы, которые учитывают значения первона­чальной скорости и толщины слоя;
4. на каждом шаге коррекции используются результаты сравнения СВР и РВР по НФВК, которые в конце предварительной коррекции могут дополняться сравнением по частным критериям (графики амплитуд и энергий, частотные спектры и др.) или с помощью дифференциальной оценки сходства.

Рассмотрим подробнее перечисленные положения.

Лекция 6

#### Чувствительность динамических характеристик к изменению параметров модели

Для обеспечения целенаправленности и сходимости процесса коррекции желательно, чтобы интерпретатор, принимающий решения об изменении параметров модели, руководствовался набором некоторых методических положений.

В результате обработки и анализа относительных отклонений динамических характеристик отмечены следующие закономерности.

1. Из трех динамических характеристик сейсмической записи (*Е*, *F*0 и Δ*F*) наиболее чувствительной к изменению параметров модели является энергия *Е* (например, при знакопеременном изменении плотности на 20%относительное изменение энергии в среднем в 8 раз выше, чем изменение ширины амплитудного спектра на уровне 0,7, и в 12 раз выше, чем изменение максимума частотного спектра *F*0.
2. Наиболее инертной (малочувствительной к изменению параметров модели) является преобладающая частота записи *F*0, например, при знакопеременном изменении плотностей, скоростей и мощностей слоев на 20% *F*0изменяется в среднем на 4% при знакопеременном изменении толщин даже на 40% преобладающая частота *F*0 изменяется на 5%. Этот результат означает, что при интерпретации с помощью итеративного моделирования частота *f*0 должна уточняться на начальных шагах итеративного процесса коррекции.
3. Если изменение плотностей на одинаковую относительную величину во всех слоях и с одним знаком не изменяет самой СС и ее динамических характеристик, то аналогичное изменение скоростей, например на 20%, вызывает изменение *Е* в среднем на 30%, Δ*F* на 14% и *F*0 на 11%. В данном случае при сравнительно невысоких средних от­клонениях характеристик Δ*F* и *F*0 наблюдается значительно большая их дисперсия по сравнению с дисперсией этих характеристик при другом характере изменения скорости или при изменении других параметров модели. Полученный результат интересен в тех случаях, когда известно, что пластовые скорости содержат систематические погрешности: их, оче­видно, нужно устранять возможно раньше, на начальных шагах процесса коррекции.
4. Знакопеременное изменение плотностей, например на 20%, приводит к изменению энергии в среднем на 80%, Δ*F* на 17% и *F*0 на 10%. Аналогич­ное изменение скоростей, однако, не приводит к заметно большему изме­нению указанных характеристик, хотя в этом случае изменяются не только коэффициенты отражения, но и времена вступления волн.
5. Знакопеременное изменение толщин слоев приводит к очень слабому изменению динамических характеристик записи. Например, при изменении толщин на 20% энергия *Е* изменяется в среднем на 12%, Δ*F* на 7,5% и *F*0на 3,5%. Необходимо подчеркнуть важ­ность данного результата, поскольку согласно ему в процессе коррекции модели даже при значительном изменении положения промежуточных границ в тонкослоистой пачке (даже до 40-50% от толщины слоя) без существенного изменения общей ее мощности не следует ожидать замет­ного изменения динамических характеристик записи. Отсюда можно сде­лать вывод: коррекцию толщин слоев целесообразно оставлять на второй этап.
6. Изменение частоты исходного сигнала *f*0 на ±20% приводит к сущест­венному изменению динамических характеристик: энергия *Е* изменяется в среднем на 38%, Δ*F* на 18% и *F*0 на 26%, причем наблюдается значительная дисперсия этих отклонений. Данный результат подкрепляет сделанный ранее вывод о том, что коррекция преобладающей частоты *f*0исходного импульса должна выполняться на первых шагах итеративного процесса коррекции.

Приведенные оценки относительных изменений динамических характе­ристик записи касаются в основном тех случаев, когда параметры модели изменялись на 20 и 40%; естественно, изменения параметров модели на 15, 10% и менее вызывают меньшие изменения характеристик записи, но ли­нейной зависимости здесь нет.

Что касается преобладающей частоты импульса *f*0, то ее коррекцию необходимо осуществлять на первых шагах итера­тивного процесса коррекции, поскольку преобладающая частота записи *F*0 гораздо сильнее зависит от *f*0, чем от изменений пластовых параметров тонкослоистой пачки.

Коррекцию толщин слоев целесообразно также переносить на этап авто­матической коррекции в двух случаях. Во-первых, когда на синтетическом временном разрезе уже получены временные соотношения (интервалы меж­ду соседними отражениями или экстремумами), которые близки к вре­менным соотношениям на реальном разрезе. Во-вторых, если коррекция модели начинается с участка, расположенного в непосредственной близости к глубокой скважине, то толщины слоев принимаются достоверно извест­ными и, естественно, их грубая коррекция не требуется.

### Уточнение параметров модели в автоматическом режиме

Если исходная геологическая гипотеза верна, то геофизик-интерпретатор на первых шагах коррекции сравнительно быстро находит правильные решения и сходство СВР и РВР улучшается достаточно быстро. Затем после 10–15 итераций, когда для дальнейшего улучшения сходства разрезов требуется вводить в модель все более тонкие детали, то процесс сильно замедляется. С этого момента начинает играть значительную роль фактор времени, для преодоления которого любые средства автоматизации становятся малоэффективными.

Ниже излагается подход к постановке задачи и выбору численного метода ее решения, который ориентирован на отыскание глобального экстремума целевой функции, связывающей потрассную оценку сходства с параметрами сейсмомоделирования, причем размерность и положение области поиска при реализации данного подхода могут итеративно меняться в зависимости от достигнутого к настоящему моменту результата и суждения геофизика, ведущего процесс интерпретации.

Введем два допущения, упрощающих процесс образования сейсмического волнового поля и необходимых для построения целевой функции.

Первое допущение состоит в том, что волновое поле на временных разрезах аппроксимируется моделью, в которой возбуждение среды производится плоскими волнами, падающими по нормали к границе раздела, и практически отсутствуют многократные отражения. В этом случае можно учитывать единственный динамический фактор – коэффициент отражения.

Второе допущение состоит в том, что сейсмический сигнал аппроксимируется теоретическим импульсом Пузырева (3.1).

# Программно-алгоритмическое обеспечение

## Решение прямой динамической задачи в лучевом приближении

### Поиск траектории нормального луча

Полный и точный учет амплитуд­ного фактора фокусировки сейсмической энергии возможен при сопостав­лении элементу отражающей границы пунктов взрыва-приема (ПВП), которые могут иметь нормальное отражение от этого элемента. Величина указан­ного элемента должна быть такой, чтобы часть среды, ограниченная норма­лями от его концов, удовлетворяла определению лучевой трубки. Всю со­вокупность траекторий нормальных лучей, необходимую для построения временного разреза, можно получить, рассмотрев все элементы всех отра­жающих границ модели среды.

Алгоритм нахождения траекторий нормальных лучей применяется в ходе просмотра с заданным шагом Δ*X* всех отражающих границ задан­ной модели. Если величина шага достаточно мала, ПВП, которые могут иметь нормальные отражения от рассматриваемого элементарного участка отражающей границы, располагаются между точками выхода нормалей, трассированных из его концевых точек. Для каждого полученного таким образом ПВП ведется поиск такого нормального луча, точка выхода кото­рого с заданной точностью совпадает с *X*-координатой этого ПВП. Итеративный алгоритм трассирования нормальных лучей из внутрен­них точек указанного элементарного участка позволяет завершить поиск, затратив минимальное количество трассированных лучей, что важно с точки зрения быстродействия программы.

Обозначим через и абсциссы точек, ограничивающих (со­ответственно слева и справа) рассматриваемый элемент отражающей гра­ницы на *ν*-м шаге итерационного процесса, через и абсциссы точек выхода на поверхность нормалей к отражающей границе в точках с абсциссами и соответственно, а через *XN* – абсциссу ПВП (рис. 9, *а*).



Сначала из точек и отражающей границы восстанавливаются нормали, для двух полученных точек выхода с абс­циссами и проверяется условие и таким образом определяются количество и номера ПВП, находящихся между точками выхода нормалей. Именно здесь элементу отражающей границы ставится в соответствие ПВП, которые могут иметь нормальное отражение от него. Если данному условию не удовлетворяет ни один ПВП, делается следующий шаг по отражающей границе. Для каждого ПВП из интервала проверяется условие



, (4.1)



где *ε* – заданная малая величина. Выполнение (4.1) означает конец итера­ционного процесса, а его результаты определяются траекторией, соответ­ствующей , если , или при .



В случае, когда таким путем траектория не найдена, а элемент отражаю­щей границы не меньше заданной величины, из точки отражающей границы с абсциссой



восстанавливается нормаль к отражающей границе. Если абсцисса ее точки выхода достаточно близка к ПВП, т. е. , считается, что искомая траектория определена. В противном случае проверяется усло­вие принадлежности интервалу . Если это условие выполнено, происходит переход к следующей итерации:



Невыполнение этого условия означает, что рассматриваемый элемент модели не является лучевой трубкой, и если он не слишком мал, то отрезок отражающей границы между точками с абсциссами и де­лится пополам, после чего процесс поиска начинается как бы снача­ла (*ν* = 0).



По исчерпанию всех ПВП, найденных в интервале , делается следующий шаг по отражающей границе.



Лекция 7

### Учет динамических факторов

Амплитуды отражений рассчитываются на основе следующих положений теории распространения волн:

1. непре­рывность напряжений и смещений для плоских волн, отражающихся от плоских границ;
2. сохранение энергии внутри лучевой трубки;
3. по­стоянный параметр поглощения *Q*, учитывающий минимально-фазовый механизм потерь при распространении за счет поглощения энергии.

Условия непрерывности на границе дают для коэффициента отражения простейшую формулу, строго справедливую в рассматриваемом случае нормального падения луча:

,



где *–* акустические жесткости слоев, лежащих соответственно выше и ниже отражающей границы.



Для учета геометрического расхождения воспользуемся известной фор­мулой:

,



где *L –* коэффициент геометрического расхождения; Δ*l* – поперечный размер сечения лучевой трубки плоскостью паде­ния волны в точке наблюдения; Δ*θ* – интервал углов выхода, ограничи­вающий лучевую трубку. Обозначив *R* амплитудный фактор расхождения, с учетом соотношения *R = L-2*

*R=*, (4.2)



здесь Δ*θ* и Δ*X* – приращения угла засылки лучей и точек их выхода соот­ветственно; *αN* – угол выхода нормального луча.

На основе формулы (4.2) построен итеративный алгоритм вычисления амплитудного фактора *R*, учитывающего геометрическое расхождение. Упрощенное описание его сводится к следующему.

**Шаг 1.** Засылка из данного пункта взрыва-приема пяти лучей с углами *θN*-*F*, *θN*‑*F*/*2*, *θN*, *θN*+*F*/*2* и *θN*+*F* и получение соответствующих точек выхода (*F –* малая величина порядка ~ 10-4 – 10-5, задаваемая в исходных данных).

**Шаг 2.** Формирование из пяти трассированных на шаге 1 лучей систе­мы из двух пар лучей так, чтобы каждая пара вмещала бы данный ПВП и чтобы одна из пар вмещала другую (см. рис. 9, *б*); вычисление двух значений амплитудного фактора *R:*



**Шаг 3.** Проверка предельного перехода

.



Если "да", то *R=R*2и алгоритм заканчивается. Если "нет", проверяется условие |*X*1‑*X*5| < 50. При невыполнении этого условия расхождение считается вычисленным условно. В случае выполнения приращение увеличивается в 2 раза. Переход к шагу 1. При этом делается не более 16 попыток достигнуть сходимости в формуле (4.2) за счет увеличения *F.*

С учетом вышерассмотренных динамических факторов вычисляется импульсный временной разрез, в котором до свертки с заданным сейсми­ческим сигналом можно также произвести учет частотно-зависимого погло­щения сейсмической энергии.

Влияние фокусировки сейсмической энергии на амплитуду отраженных сигналов учитывается автоматически в ходе вычисления траекторий нор­мальных лучей. Явления фокусировки возникают при наличии локальных отрицательных перегибов в поведении границ (вогнутостей), когда нор­мальные лучи пересекаются (образуют каустики) в непосредственной бли­зости от линии наблюдения. Примером могут служить участки перехода от горизонтальной границы к крылу пологой структуры. В этом случае для одного и того же ПВП находятся два и более нормальных лучей с почти равными временами прихода отраженных сигналов которые автоматически суммируются.

## Расчет временных разрезов на основе дифракционной теории трорея

При разработке упрощенной теории сейсмической дифракции А. Трореем за основу был взят дифракционный интеграл Гельмгольца, который выражает значение упругого потенциала *ϕp* (или преобразования Лап­ласа от потенциала *ϕp*) поля отраженных волн в произвольной точке *р*,расположенной внутри замкнутой поверхности *S*, через заданный на этой поверхности потенциал *ϕS*:

, (4.3)



где *ϕр –* преобразование Лапласа от скалярного потенциала поля отражен­ных волн в точке *р* внутри замкнутой поверхности *S*; *r –* расстояние от *р* до элемента Δ*S* на *S; п* – внешняя нормаль к *S; V –* скорость; *р –* транс­форманта Лапласа; *ϕS* – заданный на *S* потенциал.

Данное уравнение имеет место лишь в рамках акустического прибли­жения, поэтому его решение содержит только продольные волны.

Трансформируя поверхность *S* в полусферу с бесконечным радиусом, на диаметральной плоскости которой расположен отражающий элемент, и аппроксимируя отражающую поверхность набором плоских полос бес­конечной длины и шириной Δ*x*=*x2* – *x1* (рис. 10, *а*), А. Трорей получил решение дифракционного интеграла (4.3) для одной[[1]](#footnote-1) такой полосы в виде

(4.4)



здесь *R –* коэффициент отражения; *f*(*р*) *–* преобразование Лапласа от импульса волны в источнике *Q*; смысл обозначений *Z*, *θ*  и *ξ* ясен из рис. 10. a. Для интегрирования выражения (4.4) следует выразить *ξ* через угол *θ* (рис. 10, a), однако два важных вывода можно сделать и до этого

1. На каждом краю отражающего (дифрагирующего) элемента (в точ­ках *А* рис. 10, *б*) фаза дифракции изменяется на 180°. В самом деле, пусть *D*1 и *D*2 – результаты интегрирования (4.4) в направлении линии *АВ* (рис. 10, *а*) на расстоянии *Х1* и *Х2* соответственно (в пределах от -π/2 до π/2). Тогда *ϕр*=*D*2*-D*1*.* Если *Х*1*<*0, что соответствует положению точки *p* над полосой, то *ϕр*=*V*–*D*2*–D*1(здесь *V* обозначен член, соот­ветствующий отражению). Отсюда следует, что *D*2 меняет знак при перехо­де *Р* через край полосы.
2. На дифрагирующем краю форма отраженной и форма дифрагированной волн совпадают, но величина амплитуды дифрагированной волны в 2 раза меньше. Действительно, пусть точка *Р* при движении слева направо пересекает дифрагирующую полосу (рис. 10, *б*)*.* Для распространения алгоритма Трорея на случай многослойной среды с криволинейными Распределение амплитуд показано на этом же рисунке. Из условий непрерывности *ϕр* при переходе через край *А* имеем *D*2*=V–D*2, т.е. *D*2*=V*/2, что и требовалось.
3. Границами раздела, с горизонтальным градиентом плас­товых скоростей и плотностей, с угловыми несогласиями и выклиниваниями Ф. Хилтерман предложил вычислительный способ приведения среды над каждой границей поочередно к однослойной с единой постоянной скоростью. Для этой цели из каждого пункта наблюдения с равным шагом по углу производится трассирование лучей в исходной модели, после чего каждый прослеженный луч заменяется прямолинейным лучом, выхо­дящим из пункта наблюдения под тем же углом (рис. 10, *в*). Мнимое положение края плоского элемента рассчитываемой границы с номером *j* находится на прямолинейном луче на расстоянии, равном где *Vi* – локальная скорость; *ti* – время прохождения трассированного луча в *i*-м слое (соответствующий пример представлен на рис. 10, *в* для границы *3*)*.* Множество всех полученных таким образом мнимых точек образует мни­мую модель, состоящую из одной границы с одной постоянной скоростью. От всех краев плоских элементов, составляющих эту мнимую границу, дифрагированные волны правомерно рассчитывать по "простой теории" Трорея.



## Количественное оценивание сходства трасс синтетического и реального временных разрезов

Как отмечено в разд. 3.4, при реализации технологии интерпретации дан­ных сейсморазведки, основанной на математическом моделировании, используются оценки сходства, имеющие интегральный и дифференциаль­ный характер.

### Способы вычисления предварительных оценок

В качестве первоначаль­ной оценки сходства отрезков сейсмических трасс, входящих в соответ­ствующие друг другу сегменты применяется интегральная оценка с помощью широко известной нормированной функции взаимной корреляции вида:

,



где *Ар*и *Ас –* отсчеты реальной и синтетической трасс; *L* – длина сравни­ваемых трасс; *п –* номер отсчета сравниваемых трасс; *θ*= –(*L–*1), –(*L–*1)+1, …, (*L–*1) – сдвиг. Из формулы видно, что *р*(*θ*)∈[-1, 1], причем случай *р*= ±1 соответствует полному подобию *АP*(*t*) и *Ас*(*t*) с точ­ностью до полярности, а *р=0 –* полной их некоррелированности.

Оценка сходства *R* для заданных трасс и временные сдвиги между ни­ми получаются в результате обработки НФВК *р*(*θ*) по следующему алгорит­му.

1. выделяются все положительные максимумы НФВК;
2. в координа­тах (*р*, *θ*) строится окно поиска [(), *± КТ*], где – средняя ампли­туда всех экстремумов рассматриваемой функции;  *–* средний период (среднее расстояние между экстремумами); *КR* и *КT –* задаваемые кон­станты;



1. за оценку *R* принимается наибольший из всех положительных экстремумов НФВК, попадающих в окно поиска;
2. в случае, если указан­ное окно не содержит ни одного положительного экстремума, считается, что между сравниваемыми трассами сходство полностью отсутствует; аналогично интерпретируется и случай, когда в окне имеются два и более положительных экстремумов с примерно равными амплитудами, которые характеризуют минимальный уровень значимости параметра *R.*

В качестве простейшей дифференциальной оценки сходства используется разность между численными производными сравниваемых отрезков сейсмических трасс, при этом для большей устойчивости численные производные сглаживаются путем суммирования на малой базе *Вz.* Конкретно, вычисляется модульная оценка:



где, , *n*1*=п*– *0*,*5*(*Вz–*1), *n*2*=п*+ 0,5(*Вz–*3) – нормированные амплитудные значе­ния отрезков трасс РВР и СВР, а также квадратичная оценка *Ssq*, отличаю­щаяся от предыдущей тем, что вместо модуля разности сумм в ней исполь­зуется квадрат этой разности. Понятно, что нулевые значения этих оценок соответствуют полному сходству кривых (по используемому критерию); рост значений этих оценок соответствует нарастанию их несходства.



### Способ построения дифференциальных оценок, основанный на анализе характерных точек трасс СВР и РВР

При формировании репрезентативной системы частных критериев сход­ства используются следующие предположения:

1. в процессе визуального сопоставления трасс СВР и РВР геофизик-интерпретатор выделяет так называемые характерные точки этих кривых – нули и экстремумы;
2. визуальное сопоставление каждой пары трасс основывается на следующих непосредственно воспринимаемых геофизиком-интерпретато­ром факторах: общее число и порядок следования характерных точек, со­отношение амплитуд экстремумов, разница в положении абсцисс характер­ных точек.

Согласно следующему предположению искомая система частных крите­риев сходства двух кривых *А*(1)(*t*) и *А*(2)(*t*), являющихся отрезками трасс РВР и СВР соответственно, включает в себя безразмерные критерии четырех типов:

1. рассогласование в соотношениях амплитуд сопоставленных друг дру­гу экстремумов (рис. 11): , , где *k* и *l –* порядковые номера этих экстремумов, отсчитанные от начала рассматриваемого временного интервала; *п*(*k*) и *п*(*l*) *–* соответствующие им номера отсчетов в дискретизированном представлении кривых;



1. рассогласование в относительном положении сопоставленных экстре­мумов на полупериоде: ,. Где *g –* порядковый номер данного экстремума среди других экстремумов, зафиксированных в рассматриваемом временном ин­тервале; *п*(*g*) *–* номер соответствующего ему отсчета; смысл и ясен из рис. 11;



1. рассогласование в ширине полупериода: , где *e –* порядковый номер нуля функций *А*(*t*), c которого начинается данный полупериод, среди других нулей, выделенных в рассматриваемом интервале, а смысл остальных обозначений ясен из рис. 11;



1. рассогласование в положении сопоставленных экстремумов на оси времени: , здесь Δmax – заданное макси­мально допустимое отклонение.



# Использование моделирования для выявления ловушек сложного экранирования и прямого обнаружения залежей по данным сейсморазведки

## Применение сейсмомоделирования при решении стратиграфических задач (изучение детального строения нефтегазоперспективных толщ)

Лекция 8

Решение этой задачи изучим на примере интерпретации временного разреза по профилю 017801 в Самарской области, проходящему вкрест северо-­восточного борта Муханово-Ероховского прогиба от скв. 19 Капитоновская через скв. 28 Винно-Банновская и 11 Мочалеевская. Рассмотрим результаты интерпретации только по участку профиля в пределах Винно-Банновского поднятия (протяженность участка 2,5 км). По глубине был выбран интер­вал терригенных отложений нижнего карбона, который на сейсмическом временном разрезе заключен между опорными отражающими горизон­тами У и Т стратиграфически сопоставляемыми с пластом глин тульского горизонта и кровлей карбонатных отложений турне соответственно.

Двумерная модель нулевого приближения строилась только по данным сейсморазведки, для чего использовались временной разрез, глубинный сейсмический разрез и разрез ПАК. Выбор такого варианта построения был обусловлен тем, что в имеющихся на профиле скважинах не проводился АК и, кроме того, преследовалась цель сопоставить окончательный резуль­тат интерпретации с данными бурения. По этой причине модель нулевого приближения, все промежуточные модели и окончательную модель следует рассматривать как эффективные сейсмические модели.

Полученная в результате коррекции параметров окончательная сейсмо­логическая модель показана на рис. 12, *а*, сопоставление фрагментов реаль­ного и синтетического временных разрезов проведено на рис. 12, *б*, *в* соот­ветственно. Количественная оценка сходства этих разрезов с помощью нормированной функции взаимной корреляции дала такие результаты: максимальные значения, например, по трассам 88, 120 и др. достигают 0,97, минимальные значения – не ниже 0,85, в среднем же эта оценка равна 0,921. Такое сходство, несомненно, можно признать достаточно высоким.

В процессе итеративного моделирования корректировались не только параметры тонких слоев модели, но и параметры импульса, моделирующе­го сейсмический сигнал. В итоге было установлено, что параметры опти­мального импульса изменяются по профилю следующим образом: преобла­дающая частота – от 41 до 49 Гц, затухание – от 9000 до 10300, фаза – от 1,43 до 1,95. С учетом такого изменения параметров исходного импуль­са рассчитывался окончательный СВР на рис. 12, *в.*

О точности модели после коррекции можно судить по сопоставлению с данными бурения по скв. 28 Винно-Банновская (рис. 8, *д*)*.* Детальный скоростной разрез по ней получен путем прогнозирования по данным промысловой геофизики и затем профильтрован нуль-фазовым фильтром 20-100 Гц. Такое сопоставление показывает, что подбор и оптимизация модели выполнены достаточно точно.

При анализе окончательной сейсмогеологической модели на рис. 12, *а* были получены важные геологические результаты.

Во-первых, во всех пластах моделируемого интервала наблюдается изменение упругих параметров (скорости и плотности) по латерали. Наи­большие изменения отмечаются в нижней части интервала, т.е. в пластах песчаника и глин радаевского и елховского горизонтов. Менее изменчивы параметры пластов тульского горизонта, например скорость в тульской плите изменяется сравнительно плавно и в пределах не более 4%. Сущест­венно большую изменчивость скорости в пластах песчаника и глин нижезалегающих отложений бобриковского, радаевского и елховского горизон­тов можно объяснить значительной их неоднородностью, т.е. в пластах песчаника встречаются сильно заглинизированные участки и, наоборот, глины содержат неравномерно распределенный песчаный материал.

Во-вторых, локализация зоны выклинивания пласта С-Ш на северо-­восточном крыле Винно-Банновской структуры в значительной мере меня­ет перспективы выявления здесь структурно-литологической ловушки, связанной с этим пластом. Ранее по результатам исследований, в которых использовались только динамические характеристики записи, линия выклинивания этого пласта намечалась на юго-западном крыле структуры (на 1 км "левее" на рис. 12, *а*), и было высказано предположение о сущест­вовании здесь ловушки структурно-литологического типа. Теперь на основе новых данных, полученных с помощью моделирования, становится очевид­ным, что выклинивание пласта С-Ш происходит северо-восточнее, т.е. за пределами структуры, и существование ловушки данного типа является маловероятным. Заметим также, что при интерпретации данные ГИС скв. 28 Винно-Банновская не использовались, поскольку по этим данным пласт С-Ш идентифицируется неоднозначно.

В-третьих, к юго-западу от скв, 28 Винно-Банновская, на расстоянии примерно 400–500 м, в пределах почти всей песчано-глинистой толщи нижне­го карбона (бобриковский, радаевский и елховский горизонты) отчетливо выделяется зона разуплотнения, отображающаяся на модели понижением скоростей и плотностей, а на трассах временных разрезов в виде локально­го изменения формы записи (например, появления глубокого минимума перед отражением от кровли турне). В этой зоне разуплотнения можно ожидать улучшенные коллекторские свойства пластов песчаника радаевско­го и бобриковского горизонтов по сравнению с коллекторскими свойства­ми в скв. 28 Винно-Банновской.

В-четвертых, обращаясь к распределению скоростей и плотностей в карбонатных отложениях турнея, можно видеть, что имеются участки с заметно пониженным значением этих параметров. Наиболее контрастный из них расположен на пикетах 33,0-39,0 (трассы 89-103), т.е. на юго-западном склоне Винно-Банновского поднятия. На временных разрезах данная аномалия упругих параметров отображается в виде значительного, почти в 2 раза, ослабления амплитуд отражения Т*.* Понижение скоростей в пределах аномалии составляет не менее 1300 м/с, т.е. скорости уменьша­ются от 6300–6500 м/с за пределами аномалии до 5050 м/с в ее централь­ной части. Наиболее вероятным объяснением природы этой аномалии является увеличение пористости пород турне. Расчеты показывают, что в центральной части аномалии пористость выше на 10–13% по сравнению с пористостью за ее пределами, где она была принята равной 3%. При такой пористости породы турне могут являться хорошим коллектором, и, следовательно, можно предположить существование здесь литологически огра­ниченной ловушки углеводородов. Размеры этой ловушки по рассматри­ваемому профилю невелики – не более 0,5–0,6 км, но не исключено, что такая высокопористая зона протягивается по простиранию северо-восточно­го борта Муханово-Ероховского прогиба на значительное расстояние.

## Применение сейсмомоделирования при решении структурных задач (выявление грабенообразных прогибов)

Важным резервом прироста запасов нефти и газа на территории Волго-Уральской нефтегазоносной про­винции являются структуры, контролируемые зонами погребенных девонс­ких грабенообразных прогибов. Поэтому в настоящее время общей задачей исследова­ний в этом направлении является оценка возможности выявления масшта­бов распространения грабенообразных прогибов и связанных с ними мес­торождений нефти в тех районах Волго-Уральской провинции, где они пока не получили должного практического использования.

Полученные в результате качественной интерпретации временных разрезов модели грабенообразных прогибов являются весьма приближенными, и такие параметры прогибов, как ширина, амплитуда сброса и др. могут иметь существенные отклонения от истинных. Более точные значения этих параметров можно определить путем применения методики интерпретации, основанной на итеративном математическом моделировании. Рассмотрим результаты такой интерпретации на примере временного разреза по профи­лю 24, пересекающему Санчелеевский грабенообразный прогиб в северной его части. Несмотря на то, что на временном разрезе (рис. 13, *в*) признаки прогиба в записи отражающего горизонта Д выражены отчетливо, постро­ить достаточно корректную модель, применяя стандартные приемы интер­претации, оказалось невозможным. Поэтому в качестве априорной модели (модели нулевого приближения) были поочередно рассмотрены пять вариантов, различающихся тем, что строение девонских отложений и фундамента видоизменялось от неглубокого синклинального прогиба с ампли­тудой 50 м и шириной 1,5 км до узкого грабена с амплитудой 200 м и ши­риной 0,5 км. При моделировании грабена изменялись не только амплитуда и ширина, но и форма краевых частей пластов, примыкающих к линии сброса, и строение опущенного блока. Детальная скоростная характеристика девонских отложений была спрогнозирована на основе данных про­мысловой геофизики по скважине, расположенной в 3,0 км от профиля. Расчет волнового поля производился по программе 57511 из пакета "Вес­терн Джеофизикал Компани", алгоритм которой основан на численном решении дифракционного интеграла Кирхгофа для многослойной среды. Выбор такого способа расчета обусловлен тем, что интерпретируемый временной разрез на рис. 13, *в* не подвергался миграции.

Процесс подбора модели осуществляется следующим образом. Вначале путем поочередного сравнения синтетических временных разрезов с реаль­ным разрезом производился выбор наиболее правдоподобной модели из пяти заданных. На этом этапе были исключены модели с эрозионными прогибами в кыновских отложениях и фундаменте, а также модели с гра­беном, в которых амплитуды разрывных нарушений по всем отложе­ниям (от саргаевских слоев до фундамента) одинаковы. Синтетические временные разрезы по всем этим моделям имели лишь отдаленное сход­ство с реальным временным разрезом. Для дальнейшего анализа и коррекций была оставлена модель, тип которой показан на рис. 13, *а.* В этой модели коррекции подверглись главным образом ширина и глубина грабе­на, а также амплитуда ступени в опущенном блоке. Окончательная модель и соответствующий ей синтетический временной разрез представлены на рис. 13, *а*, *б.* Последний имеет сходство с реальным разрезом не только в общих чертах, но и в некоторых деталях. Прежде всего обращает на себя внимание то, что волновой картиной подтверждается частичное "перекрытие" грабена за счет дифракции по отложениям саргаевского и кыновского горизонтов. Кроме того, дифрагированные волны от краевых частей пластов, примыкающих к линии сброса, проявляются достаточно отчетли­во, хотя интенсивность их заметно ниже интенсивности отраженных волн от тех же границ. Заметим, что на реальном разрезе предполагаемая дифрагированная волна также значительно слабее соответствующей отраженной. Далее, на синтетическом временном разрезе, так же как и на реальном, отчетливо проявляются горизонтальные участки синфазностей, соответ­ствующие опущенному блоку грабена. В процессе подбора модели немало­важной оказалась и такая деталь: для улучшения сходства временных раз­резов пришлось в ряд слоев саргаевского и кыновского горизонтов ввести градиенты скорости, благодаря чему уменьшились коэффициенты отражения границ в области грабена.

Содержание

Лекция 1 1

Введение 1

Глава 1. Общие принципы интерпретации данных сейсморазведки на основе математического моделирования 3

Раздел 1.1. Системный анализ проблемы интерпретации данных сейсмических наблюдений 3

Раздел 1.2. Теоретические вопросы автоматизированной интерпретации данных сейсморазведки 4

Лекция 2 4

Глава 2. Способы построения сейсмических моделей геологических сред 6

Раздел 2.1. Построение одномерных моделей 6

Раздел 2.2. Построение двумерных моделей 7

§ 2.2.1. Построение модели по данным бурения 8

Лекция 3 8

§ 2.2.2. Построение моделей по данным бурения и сейсморазведки 8

§ 2.2.3. Построение моделей по данным сейсморазведки 9

§ 2.2.4. Влияние нефтегазонасыщенности на упругие свойства пород 10

Глава 3. Методика интерпретации на основе итеративного моделирования 12

Раздел 3.1. Особенности получения и обработки сейсмических данных, интерпретируемых на основе моделирования 12

Лекция 4 12

§ 3.1.1. Методика полевых наблюдений 12

§ 3.1.2. Методика цифровой обработки 13

Раздел 3.2. Выбор способа решения прямой динамической задачи 14

§ 3.2.1. Пример 1. Моделирование микрограбенов 15

§ 3.2.2. Пример 2. Моделирование подрифовых горизонтов 15

Лекция 5 16

Раздел 3.3. Выбор исходного сейсмического импульса 16

Раздел 3.4. Сопоставление синтетического и реального временных разрезов 17

Раздел 3.5. Целенаправленная коррекция параметров тонкослоистых моделей 19

§ 3.5.1. Предварительная коррекция 19

Лекция 6 20

§ 3.5.2. Уточнение параметров модели в автоматическом режиме 21

Глава 4. Программно-алгоритмическое обеспечение 23

Раздел 4.1. Решение прямой динамической задачи в лучевом приближении 23

§ 4.1.1. Поиск траектории нормального луча 23

Лекция 7 24

§ 4.1.2. Учет динамических факторов 24

Раздел 4.2. Расчет временных разрезов на основе дифракционной теории трорея 26

Раздел 4.3. Количественное оценивание сходства трасс синтетического и реального временных разрезов 27

§ 4.3.1. Способы вычисления предварительных оценок 27

§ 4.3.2. Способ построения дифференциальных оценок, основанный на анализе характерных точек трасс СВР и РВР 28

Глава 5. Использование моделирования для выявления ловушек сложного экранирования и прямого обнаружения залежей по данным сейсморазведки 30

Раздел 5.1. Применение сейсмомоделирования при решении стратиграфических задач (изучение детального строения нефтегазоперспективных толщ) 30

Лекция 8 30

Раздел 5.2. Применение сейсмомоделирования при решении структурных задач (выявление грабенообразных прогибов) 32

Содержание 34

1. Это обстоятельство не снижает общности решения, поскольку граница произволь­ной формы может быть аппроксимирована последовательностью таких полос. [↑](#footnote-ref-1)