

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования
«Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский
университет) имени И.М. Губкина»

УДК 550.834

На правах рукописи

Мясоедов Дмитрий Николаевич

МЕТОДИКА ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ
В ЛАТЕРАЛЬНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

Специальность 25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата технических наук

Научный руководитель:
доктор технических наук,
профессор Рыжков Валерий Иванович

Москва, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Список сокращений	10
ГЛАВА 1. Обзор современных возможностей изучения латерально-неоднородных сред методами качественной и количественной интерпретации сейсмических данных	11
1.1. Методы качественной интерпретации	14
1.1.1. Метод анализа атрибутов сейсмического сигнала	14
1.1.2. Метод спектрально-временного анализа	16
1.1.3. AVO/AVA анализ	18
1.1.4. Выводы по разделу 1.1	19
1.2. Методы количественной интерпретации	20
1.2.1. Регрессионный анализ	21
1.2.2. Нейронные сети	22
1.2.3. Понятия акустической и упругой инверсий	23
1.2.4. Детерминистический подход к инверсии сейсмических данных	24
1.2.5. Геостатистический подход к инверсии сейсмических данных	25
1.2.6. Выводы по разделу 1.2	27
1.3. Выводы по главе 1	28
ГЛАВА 2. Модель латерально-неоднородной среды	29
2.1. Краткое геологическое описание меловых и юрских отложений Западной Сибири	29
2.1.1. Тюменская свита	29
2.1.2. Ачимовская толща	32

2.1.3. Покурская свита	34
2.1.4. Выводы по разделу 2.1	36
2.2. Влияние литологического состава на упругие свойства среды	36
2.2.1. Тюменская свита	37
2.2.2. Ачимовская толща	40
2.2.3. Покурская свита	42
2.2.4. Выводы по разделу 2.2	44
2.3. Вертикальные и латеральные ограничения изучения неоднородностей среды по сейсмическому полю	44
2.3.1. Вертикальная разрешающая способность сейсмических данных	44
2.3.2. Латеральная разрешающая способность сейсмических данных	49
2.3.3. Выводы по разделу 2.3	52
2.4. Выводы по главе 2	53
ГЛАВА 3. Моделирование проблем решения обратной задачи в латерально-неоднородных средах	54
3.1. Площадное моделирование 2D	55
3.2. Моделирование 3D	59
3.3. Выводы по главе 3	70
ГЛАВА 4. Разработка методики повышения эффективности сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде	71
4.1. Способы оценки латеральной неоднородности геологической среды по сейсмическим данным	71
4.1.1. Известные способы оценки латеральной неоднородности	71
4.1.2. Способ оценки вариаций коэффициента корреляции волнового поля	74

4.1.3. Выводы по разделу 4.1	81
4.2. Разработка методики повышения эффективности интерпретации сейсмических данных в латерально-неоднородной среде	82
ГЛАВА 5. Опробование методики повышения эффективности сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде на реальных данных	87
5.1. Площадь №1 (Тюменская свита. Пласт Ю2)	88
5.1.1. Общая геологическая характеристика района работ	88
5.1.2. Входные данные	89
5.1.3. Анализ элементов геологического строения в целевом интервале	90
5.1.4. Структурная интерпретация	92
5.1.5. Геостатистическая инверсия	93
5.1.6. Применение методики повышения эффективности сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде	96
5.2. Площадь №2 (Покурская свита. Группа пластов ПК18-19)	99
5.2.1. Общая геологическая характеристика района работ	99
5.2.2. Входные данные	100
5.2.3. Изучение особенностей геологического строения пластов ПК18-19 на качественном уровне	101
5.2.4. Геостатистическая инверсия	102
5.2.5. Применение методики повышения эффективности сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде	104
5.3. Выводы по главе 5	107
Заключение	108
Список литературы	109

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы

Одной из особенностей разработки месторождений углеводородов в Российской Федерации является доминирующий структурный фактор заложения скважин. Однако в последнее время все больше внимания уделяется изучению пространственного положения коллекторов, связанных с неструктурными объектами, как например элементы систем палеорек и карбонатные постройки. Это связано с тем, что данные объекты могут являться основным источником прироста запасов.

Наличие в геологическом разрезе включений в виде объектов, характеризующихся изменением литологического состава и коллекторских свойств, приводит к возникновению неоднородности среды по латерали. Изучение по сейсмическим данным пластов, имеющих сложный фациальный состав и неравномерное распределение свойств по латерали, связано с трудностями, вызванными несоответствием модели среды, используемой при распространении свойств в межскважинном пространстве, пространственному положению геологических неоднородностей.

В настоящее время сейсмическая инверсия является основным способом описания свойств геологической среды при количественной интерпретации данных сейсморазведки. Большинство методов сейсмической инверсии опирается на предположение о стационарном характере распределения свойств изучаемых пластов при описании модели, что не соответствует латерально-неоднородным средам и приводит к возникновению существенных ошибок прогноза. В связи с этим, разработка методик, повышающих достоверность результатов сейсмической инверсии в условиях латерально-неоднородных сред, является актуальной задачей.

Степень разработанности проблемы

Результат интерпретации сейсмических данных в условиях неоднородной среды зависит от сложности применяемой модели, описывающей среду. Детализация литолого-фациальных моделей вызвана необходимостью совершенствовать существующие методики для целей повышения надежности решения задач, возникающих при работе с конкретными месторождениями. В настоящее время развиваются методы, позволяющие описывать все литологические фации, наблюдаемые в изучаемой среде, отдельными законами, описывающими изменение свойств.

Увеличение доли сейсмических исследований 3D и развитие методов повышения детальности сейсмических изображений также способствуют усложнению моделей изучаемых

сред, используемых в сейсмической инверсии. Качественная интерпретация сейсмического поля (атрибутивный анализ, спектрально-временной анализ) становится неотъемлемым этапом количественной интерпретации, на котором проводится оценка надежности выбранных моделей среды и определяется оптимальная методика решения обратной задачи.

Крупные неоднородности геологической среды, имеющие размеры, сопоставимые с длиной сейсмической волны и вызывающие аномалии сейсмического поля, такие как палеореки, или карбонатные органогенные постройки, свидетельствуют о неравномерном распределении свойств в пространстве и информация, описывающая их положение, должна вноситься в модель. В связи с этим возникает необходимость комплексирования методов качественной и количественной интерпретации.

Цели и задачи

Целью проведенных в работе исследований является разработка методики повышения эффективности сейсмической инверсии в латерально-неоднородных средах.

Для достижения поставленной цели решены следующие **задачи**:

- обзор современных возможностей прогноза коллекторских свойств для отложений латерально-неоднородных сред методами качественной и количественной интерпретации данных сейсморазведки;
- исследование особенностей моделей латерально-неоднородных сред, имеющих включения в виде сложных геологических объектов (русловых и пойменных тел, турбидитовых потоков и конусов выноса) влияющих на динамические характеристики сейсмического волнового поля;
- анализ факторов, влияющих на достоверность сейсмической инверсии в условиях латерально-неоднородной среды;
- изучение возможности оценки неоднородности изучаемой среды по сейсмическим данным, независимо от данных бурения;
- разработка методики повышения эффективности сейсмической инверсии в условиях латерально-неоднородной среды;
- оценка возможностей практической реализации разрабатываемой методики;
- оценка эффективности применения разрабатываемой методики на реальных данных.

Научная новизна

- На модельных данных впервые показано влияние особенностей латерально-неоднородной среды на результат сейсмической инверсии, определены основные факторы, снижающие достоверность результата;
- Представлен способ оценки латеральной неоднородности среды по сейсмическим данным, результат применения, которого дополняет оценку по данным бурения;
- Предложена методика, основанная на комплексировании подходов качественной и количественной интерпретации, позволяющая повысить надежность прогноза по данным сейсмических исследований для латерально-неоднородных сред;

Практическая значимость работы

Разработанная автором методика позволяет более корректно применять методы инверсии сейсмических данных в латерально-неоднородных средах, получая при этом более детальный и надежный результат, по сравнению со стандартными подходами. Методика опробована на материалах сложнопостроенных месторождений Западной Сибири и показала свою эффективность. Методика применима практически для любых сред с выраженной латеральной неоднородностью.

Методология и методы исследования

К методам исследования, используемым в данной диссертации, относятся:

- обобщение литературных данных;
- сравнение статистических распределений упругих свойств различных литологических фаций в латерально-неоднородных средах;
- описание динамических особенностей сейсмических полей с привлечением современных методов интерпретации и обработки;
- математическое моделирование для оценки влияния особенностей латерально-неоднородной среды на результат сейсмической инверсии;
- анализ работы алгоритмов сейсмической геостатистической инверсии на модельных и реальных данных;
- индукция вариаций коэффициента корреляции сейсмических данных для целей выработки способа оценки характера распределения свойств среды;
- синтез накопленной информации для формулировки методики повышения эффективности инверсии сейсмических данных в условиях латерально-неоднородной среды.

Положения, выносимые на защиту

- Необходимость учета пространственного положения геологических фаций при проведении сейсмической инверсии в латерально-неоднородных средах;
- Способ оценки латеральной неоднородности геологической среды по сейсмическим данным, который позволяет получать информативный результат в условиях непредставительной выборки скважин;
- Методика, позволяющая повысить эффективность прогноза геологических свойств в среде с выраженной латеральной неоднородностью, основанная на комплексировании методов качественной и количественной интерпретации.

Личный вклад

В процессе работы над диссертацией, автором выполнено следующее:

- анализ геологических моделей, которые могут являться аналогами модели латерально-неоднородной среды, основываясь на опубликованных работах отечественных и зарубежных авторов;
- 2D и 3D моделирование с целью оценки влияния особенностей латерально-неоднородной среды на результат сейсмической инверсии;
- разработка способа оценки латеральной неоднородности среды по сейсмическим данным, который применим в условиях непредставительной выборки скважин;
- разработка методики повышения эффективности сейсмической инверсии в условиях латерально-неоднородной среды;
- опробование методики на двух месторождениях Западной Сибири;
- формулировка основных выводов и положений, выносимых на защиту.

Автор благодарен своим коллегам за помощь при описании геологического строения анализируемых осадочных толщ и помощь при построении структурно-тектонических моделей.

Степень достоверности

Достоверность выводов, сделанных в результате проведенных исследований, подтверждена численным моделированием, включающим в себя формирование объемных моделей геологической среды, а также опробованием предлагаемой методики на реальных данных. Исследования основываются на базе общепринятых теоретических представлений, обобщенных в ходе анализа работ отечественных и зарубежных авторов.

Разработанные методические приемы опробованы на примере отложений тюменской и покурской свит двух месторождений Западной Сибири.

Апробация результатов

Основные тезисы и результаты диссертационной работы были представлены на следующих международных конференциях: 14-я конференция EAGE «Геомодель», Геленджик, Россия, 2012; 5-я Международная конференция EAGE «Санкт-Петербург-2012», Санкт-Петербург, Россия, 2012; 3-я Международная конференция EAGE «Tyumen-2013», Тюмень, Россия, 2013; 6-я Международная конференция EAGE «Санкт-Петербург-2014», Санкт-Петербург, Россия, 2014; 76th EAGE Conference & Exhibition 2014 Amsterdam, The Netherlands; 7-я Международная конференция EAGE «Санкт-Петербург-2016», Санкт-Петербург, Россия, 2016.

По теме работы опубликованы 3 статьи в журналах из перечня ведущих рецензируемых изданий, рекомендованных ВАК.

Структура работы

Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения, содержит 118 страниц, в том числе 70 рисунков и 8 таблиц. Список литературы включает 144 наименования.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю д.т.н., профессору Рыжкову В.И. Также автор благодарен сотрудникам кафедры разведочной геофизики и компьютерных систем РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина: Белоусову А.В., Воскресенскому Ю.Н., Шевченко А.А. Кроме того, автор благодарит своих коллег: Давыдову Т.В., Никифорову О.Г., Чернову Л.И., Чернова М.С. и Сиротенко Д.О.

Список сокращений:

ВСП – вертикальное сейсмическое профилирование;

ВЧР – верхняя часть разреза;

ГИС – геофизические исследования скважин;

НГБ – нефтегазоносный бассейн;

ПВ – пункт взрыва;

ПП – пункт приема;

УВ – углеводородный;

AVA – amplitude variations with angle (зависимость амплитуды от угла);

AVO – amplitude variations with offset (зависимость амплитуды от удаления);

EI – extended elastic impedance (расширенный упругий импеданс);

EI – elastic impedance (упругий импеданс);

FTI – fast track inversion («быстрая» инверсия);

FWI - full waveform inversion (полноволновая инверсия);

RGB – red, green, blue (цветовая кодировка: красный, зеленый, синий);

SGS - sequential gaussian simulation (последовательное гауссовское моделирование).

1. ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ИЗУЧЕНИЯ ЛАТЕРАЛЬНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД МЕТОДАМИ КАЧЕСТВЕННОЙ И КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Геологическая среда в ходе интерпретации сейсмических данных представляется в виде модели с постоянным, равномерным либо скачкообразным изменением свойств в пределах ограниченного объема. Так, однородной называется среда, свойства которой при переходе от одной точки модели к другой принимаются неизменными с выбранным уровнем погрешности [50].

На характер неоднородности геологической среды оказывают влияние особенности осадконакопления, условия залегания, взаимное расположение и упорядоченность элементов геологического строения. Типы неоднородных сред можно разделить на следующие:

- вертикально неоднородная среда, которая может быть описана пластово-однородной моделью;
- латерально-неоднородная среда, которая описывается моделью с доминирующим площадным изменением свойств;
- среда со смешанным типом неоднородности.

Модели неоднородных сред могут классифицироваться как упругие/неупругие, изотропные/анизотропные [46, 50].

Неоднородность модели среды - понятие, зависящее от масштаба исследований: для сейсмических данных она зависит от соотношения размеров геологических неоднородностей и длины сейсмической волны (λ). Исходя из масштаба неоднородностей, могут быть выделены следующие типы сред [50]:

- неоднородные в сейсмическом диапазоне частот. В данном случае среда состоит из элементов, размер которых сопоставим с длиной волны;
- гетерогенные в сейсмическом диапазоне частот. Среда состоит из элементов, размер которых на порядок меньше длины волны;
- гомогенные в сейсмическом диапазоне частот. Размер элементов неизмеримо мал по сравнению с длиной волны.

Неоднородности сейсмического диапазона частот отражены в виде изменения динамических и кинематических характеристик волнового поля [31, 37]. В отношении данных сред можно утверждать и обратное: в том случае, если наблюдается изменение динамических и

кинематических особенностей волнового поля в пределах одного сейсмостратиграфического комплекса, изучаемая среда является неоднородной в сейсмическом диапазоне частот.

По отношению к методам количественного прогноза неоднородность среды по латерали важна с точки зрения интерполяции и экстраполяции свойств в межскважинном пространстве. В основе большинства методов интерполяции и экстраполяции, используемых при интерпретации сейсмических данных, в том числе при проведении сейсмической инверсии, лежит представление геологической среды моделью, которую можно описать стационарными функциями [114].

По определению, данному в работах Жоржа Матерона [27], функция $f(x)$ называется стационарной (в широком смысле), если для любой совокупности точек x_1, \dots, x_n и любого вектора h справедливо равенство:

$$F(f_1, \dots, f_k; x_1 + h, \dots, x_k + h) = F(f_1, \dots, f_k; x_1, \dots, x_k), \quad (1)$$

при котором все конечномерные законы распределения F инварианты относительно любого переноса совокупности точек x_1, \dots, x_n . Математическое ожидание стационарной функции не зависит от точки x и равно постоянной величине, ковариация $K(x_i, x_{i+h})$ зависит только от вектора h .

Латерально-неоднородной средой в данной работе названа среда, неоднородная в сейсмическом диапазоне частот с доминирующим площадным изменением свойств, модель которой нельзя корректно описать стационарной функцией.

Интерпретация данных сейсмических исследований, как на качественном, так и на количественном уровне подразумевает решение обратной задачи – восстановление по множеству наблюдений m множества вызвавших их событий G (качественная интерпретация) и свойств d , которыми обладают данные события (количественная интерпретация) [134]:

$$m = G^{-1}(d). \quad (2)$$

Качественным будем называть подход к интерпретации сейсмического материала, при котором путем анализа морфологических, кинематических и динамических особенностей наблюдаемого поля прогнозируется ряд геологических событий G без получения численных параметров, характеризующих свойства среды.

Количественным будем называть подход, направленный на восстановление численных значений параметров, характеризующих свойства геологической среды (d в уравнении (2)).

Теоретические основы методов качественной и количественной интерпретации сейсмических данных базируются на волновом уравнении [46](3) и уравнениях Цеппритца [144] (4). Формулировка волнового уравнения:

$$\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \text{grad} \cdot \text{div} \vec{U} - \frac{\mu}{\rho} \text{rot} \cdot \text{rot} \vec{U} + \left[\vec{F} - \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} \right] = 0, \quad (3)$$

где \vec{U} – поле упругих смещений, \vec{F} – поле действующей силы, λ и μ – параметры Ламе, ρ – плотность. Описываемая этим уравнением среда является сплошной однородной изотропной.

Уравнения Цеппритца описывают падение плоской продольной волны на границу раздела двух полубесконечных изотропных гомогенных сред, имеющих плоскую границу контакта. При этом уравнение обычно записывается в матричной форме:

$$\begin{bmatrix} -\cos(\theta_1) & \sin(\delta_1) & -\cos(\theta_2) & -\sin(\theta_2) \\ \sin(\theta_1) & \cos(\delta_1) & -\sin(\theta_2) & \cos(\delta_2) \\ \cos(2\delta_1) & \frac{-2V_{S_1} \sin(2\delta_1)}{V_{P_1}} & \frac{-\rho_2 \cdot V_{P_2} \cos(2\delta_2)}{\rho_1 \cdot 2V_{P_1}} & \frac{-\rho_2 \cdot V_{S_2} \sin(2\delta_2)}{\rho_1 \cdot V_{P_1}} \\ \sin(2\theta_1) & \frac{V_{P_1} \cos(2\delta_1)}{V_{S_1}} & \frac{\rho \cdot V_{P_1} \cdot V_{S_2}^2 \sin(2\theta_2)}{\rho_1 \cdot V_{P_2} \cdot V_{S_1}^2} & \frac{\rho_2 \cdot V_{P_1} \cdot V_{S_2} \cos(2\delta_2)}{\rho_1 V_{S_1}^2} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} Rp \\ Rs \\ Tp \\ Ts \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\cos(\theta_1) \\ -\sin(\theta_1) \\ \cos(2\delta_1) \\ \sin(2\theta_1) \end{bmatrix}, \quad (4)$$

где Vp – скорость продольной волны, Vs – скорость поперечной волны, Rp , Rs , Tp , Ts – соответственно, коэффициенты отражения и прохождения для продольных и поперечных волн, θ_2 , δ_2 , θ_1 , δ_1 – соответственно, углы падения и прохождения для продольных и поперечных волн.

Ввиду того, что уравнения Цеппритца нелинейны относительно входящих в него параметров, на практике используются их аппроксимации [53, 129].

В идеальных условиях, при нормальном падении волны, амплитуда сейсмического сигнала на границе раздела двух сред равна результату свертки входного импульса и коэффициента Rp_0 отражения для нормального падения. Сам коэффициент отражения характеризует отношение акустических импедансов вышележащей и нижележащей толщ, значение которых, в свою очередь, зависит от ряда составляющих, таких как литология, возраст слагающих пород, давление, температура, трещиноватость, содержание флюида и других характеристик. В ходе производственных сейсморазведочных работ к этим составляющим

добавляются влияние факторов интерференции, преломления, рассеяния, поглощения на этапе регистрации сейсмического сигнала, а также факторы искажения волнового поля на этапе обработки [50, 128, 142]. Приведенное множество факторов не позволяет получить объективный закон связи сейсмической записи и геологических параметров, однако принимается гипотеза о существовании такой связи. Таким образом, динамические характеристики сигнала (сейсмический атрибут) могут отображать косвенное изменение свойств изучаемой среды и использоваться при качественном и количественном анализе.

1.1. Методы качественной интерпретации

Исходя из задач, которые ставятся перед интерпретатором, методы качественной интерпретации сейсмических данных можно разделить на следующие группы:

- изучающие особенности структурного и тектонического строения [3, 59, 60, 77, 89, 93, 98, 104, 105];
- изучающие особенности фациального и литологического строения [8, 25, 45, 50, 65, 66, 69, 70, 75, 121, 124, 130];
- выявляющие прямые и косвенные признаки УВ-насыщения [8, 54, 55, 57, 65, 66, 73, 79, 86, 97].

Основные рассматриваемые в работе методы: метод атрибутного анализа [25, 70, 75]; метод спектрально-временного анализа [50, 69]; метод AVO/AVA анализа [8, 66].

1.1.1. Метод анализа атрибутов сейсмического сигнала

Как правило, используют две группы сейсмических атрибутов [70]:

- геометрические атрибуты;
- динамические атрибуты.

Геометрические атрибуты направлены на оценку пространственной непрерывности изучаемого поля и поиск субвертикальных неоднородностей. Плоскости разломов или области повышенной трещиноватости, являясь локально ограниченными во времени и в пространстве, могут являться источниками появления большого количества дифрагированных и дуплексных

волн [105, 142]. Нарушение упорядоченного залегания пород в областях тектонических деформаций становится причиной ослабления и искажения поля регистрируемых отраженных волн.

Геометрические атрибуты описывают относительное изменение непрерывности волнового поля, возникающее в местах тектонических нарушений, путем оценки энергии соседних трасс. Наиболее распространенным из данной группы атрибутов является атрибут «Когерентность» [60, 83, 99].

Динамические атрибуты объединяют в себе параметры, получаемые из сейсмической трассы (в том числе исходные амплитуды сигнала) на основе преобразований Гильберта [50], применения процедур дифференцирования и интегрирования, а также других трансформаций.

Изучаемая геологическая среда является своеобразным фильтром сейсмического сигнала, влияющим на его фазовый и амплитудно-частотный спектры. Представление сигнала в качестве аналитической функции позволяет проводить отдельное изучение амплитудных, фазовых, частотных составляющих. При этом, действительная и мнимая части аналитического сигнала связаны преобразованием Гильберта [50].

Существует множество различных атрибутов, полученных на основании преобразования Гильберта [70], однако связь изменений свойств геологической среды и динамических атрибутов носит косвенный характер без наличия строгих физических основ. Таким образом, информация, полученная в ходе анализа динамических атрибутов без привлечения данных бурения, содержит абстрактные сведения об относительном изменении свойств изучаемых толщ в пространстве. В то же время, в случае, если морфологическая картина распределения аномалий динамических характеристик сигнала соответствует признакам обстановки осадконакопления, например, если форма сейсмической аномалии может быть отождествлена с формой палеореки [4], то, основываясь на геологических знаниях об объекте исследования, можно спрогнозировать литологию и коллекторские свойства [44].

В настоящее время дополнительно к атрибутам, которые получены преобразованием исходной сейсмической записи, применяется анализ главных компонент (principal component analysis) и классификация сейсмических данных по форме сигнала.

Анализ главных компонент – метод, направленный на уменьшение размерности входных данных [118]. Метод основан либо на сингулярном разложении матрицы данных, либо на вычислении собственных векторов и собственных значений ковариационной матрицы. По отношению к атрибутам сейсмической записи метод главных компонент используется для трансформации входного массива данных в набор атрибутов, ранжированных по уровню взаимной корреляции. При этом атрибут, имеющий самый высокий общий уровень корреляции с входными данными, будет характеризовать наиболее устойчивое положение наблюдаемых

неоднородностей среды, а атрибуты, имеющие низкий уровень корреляции с входными данными, могут быть исключены из анализа, так как, как правило, представляют собой шум.

Классификация сейсмических данных по форме сигнала является инструментом интерпретации, применимым как к исходным сейсмическим данным, так и к сейсмическим атрибутам, в том числе AVO-атрибутам и атрибутам спектрального разложения. Алгоритм классификации может быть как управляемым [24], так и неуправляемым [75]. Как правило, классификация проводится с использованием метода нейронных сетей [56, 74] и статистической оценки. Построение карт распределения форм сейсмического сигнала проводится по кластерному принципу. Независимой информацией, которая может быть использована для оценки неоднородности среды, может являться статистическое описание существующих в исследуемом интервале форм сейсмической записи.

1.1.2. Метод спектрально-временного анализа

Метод изучает спектрально-временные характеристики волнового поля, влияние геологических факторов на частотное поглощение и изменение спектра сейсмического сигнала. Основным подходом к изучению изменения спектрально-временных характеристик является спектральное разложение, представляющее собой трансформацию сейсмической записи в набор атрибутов, представляющих определенные диапазоны частотного спектра [30, 63, 69]. Метод основан на предположении, что каждый тонкий слой на разрезе отраженных волн имеет уникальную характеристику в частотной области [117]. Определение доминантных частот спектра элементов, формирующих интерференционную картину, позволяет фокусироваться на конкретных объектах исследования и интерпретировать их более детально.

В основе метода спектрального разложения лежит Фурье-преобразование [63] (что делает результат обратимым), или вейвлет преобразование [62]. Спектральное разложение позволяет проводить анализ спектра и увеличивать детальность входных данных, однако увеличение детальности по частоте снижает разрешение по оси времени. В связи с этим эволюция методов спектрального разложения шла по направлению к получению максимально разрешенного изображения, как во временной так и в частотной области [69, 96].

Современным инструментом визуализации результата спектрального разложения является технология цветового смешивания (Colour Blending) [87, 108]. Она представляет собой реализацию наложения нескольких атрибутов в различной цветовой гамме (рисунок 1.1).

Совместный анализ набора частотных срезов, подчеркивающих определенные геологические события, позволяет рассматривать на одном изображении всю геологическую картину в целом.

В условиях работы в новых регионах, не изученных поисково-разведочными скважинами, анализ морфологии сейсмических аномалий является одним из наиболее информативных методов стратификации разреза и прогноза литологического состава [40, 111]. Анализ сейсмического волнового поля проводится путем сопоставления признаков, свойственных карбонатным или терригенным отложениям региональных стратиграфических комплексов. Примером могут быть сейсмические аномалии, связанные с карстовыми системами, вулканами, руслами палеорек.

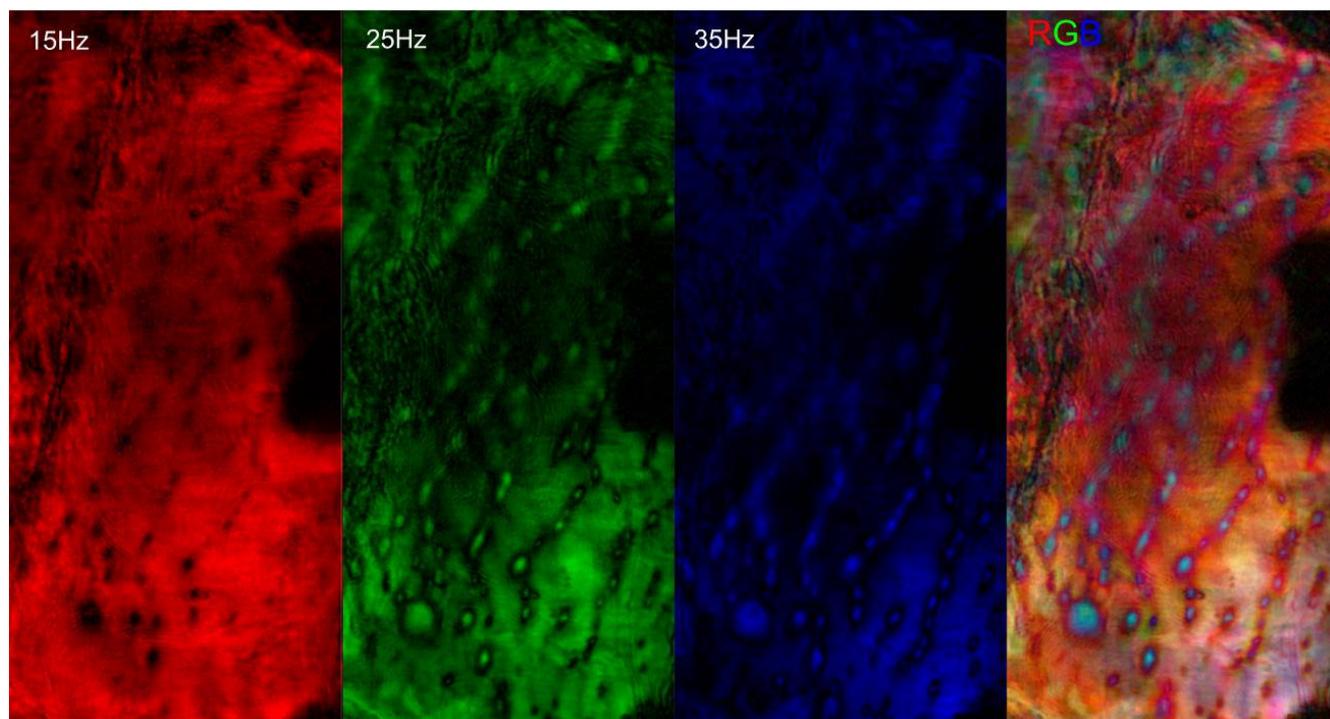


Рисунок 1.1. Пример работы технологии Colour Blending. Крайний правый рисунок – результат цветового смешивания в палетке RGB (красный -15 Гц, зеленый – 25 Гц, синий – 35 Гц)

Заметна зависимость амплитуды аномалий, связанных с карстовыми процессами от доминирующей частоты.

Роль скважинных данных в спектрально-временном анализе зависит от особенностей изучаемого разреза. Чем менее интенсивно изменяются свойства разреза, тем выше роль скважин при интерпретации результата спектрального разложения. Без использования массива скважинных данных спектрально-временной анализ является более информативным методом по сравнению с анализом атрибутов сейсмической записи, так как существенно повышает детальность сейсмического изображения, позволяет анализировать частотное поглощение

среды и дает возможность фокусировки путем определения доминантных частот спектра на конкретном объекте исследования.

1.1.3. AVO/AVA анализ

Метод AVO/AVA (Amplitude variation with offset/Amplitude variation with Angle), направленный на изучение изменения сейсмической амплитуды в зависимости от удаления (угла), стал эволюционным продолжением метода «яркого пятна» [8]. Детальные исследования и опыт, полученный в результате бурения, показали, что не все аномалии «ярких пятен» связаны со скоплением УВ, они могут быть вызваны сменой литологии, условиями формирования отложений, тектоникой, высокими значениями углов наклона отражающих поверхностей [112].

Петрофизическое обоснование метода AVO анализа исходит из анализа скоростей V_p , V_s и их отношения V_p/V_s . На скорость движения волны в среде влияют литология, пористость, УВ-насыщение и термодинамические условия (давление, температура) [50, 109]. Влияние приведенных факторов на изменение скоростей продольной и поперечной волны и их отношения хорошо изучены. Скорости V_p и V_s имеют практически линейные уравнения связи для разных литологических разностей, близкие к уравнению «аргиллито-глинистой линии» (mudrock line) [65]. Уменьшение пористости закономерно приводит к увеличению скоростей как продольных, так и поперечных волн [109]. С увеличением давления скорости как V_p , так и V_s , растут, с увеличением температуры - падают [1, 66]. Если рассматривать породы, заполненные водой ($V_{p_в}$, $V_{s_в}$), нефтью ($V_{p_н}$, $V_{s_н}$) и газом ($V_{p_г}$, $V_{s_г}$), то соотношение скоростей продольных волн будет следующим: $V_{p_в} > V_{p_н} > V_{p_г}$. В то же время, для скоростей поперечных волн соотношение будет обратным: $V_{p_в} < V_{p_н} < V_{p_г}$ [65, 66]. Таким образом, УВ-насыщение является фактором, противоположно влияющим на изменение скоростей V_p и V_s , в отличие от факторов литологии, пористости и термодинамических условий. Вследствие этого, изменение отношения V_p/V_s , вызванное УВ-насыщением, является главной причиной возникновения аномалий AVO [8].

Детальный анализ AVO атрибутов может помочь не только выявить и идентифицировать аномалии сейсмического поля, связанные с развитием УВ, но и дать им более глубокую оценку. Общеизвестным подходом к качественной оценке AVO аномалий является классификация газовых песков (классификация отношения изменения импедансов коллектора и покрышки) по характеру изменения амплитуды в зависимости от удаления [122, 124].

По отношению к латерально-неоднородным средам, преимуществами AVO анализа перед анализом атрибутов суммарного куба, является возможность изучения сейсмических данных на предмет областей, которые могут быть связаны со сменой литологического состава пород. В зависимости от литологической разности, изменяется закон связи скоростей V_p и V_s (уравнение «аргиллито-глинистой линии»), что отражается на угле наклона тренда «фоновых пород» на графиках AVO атрибутов [67, 68, 123], как, например, AVO-пересечение и AVO-градиент [129].

Метод AVO анализа, имеющий под собой обширную теоретическую базу, может являться информативным в отсутствие скважин инструментом для прогноза областей скоплений УВ, качества покрышки и коллектора, литологии. Однако при условии работы в высокоскоростных толщах, где замещение скорости флюида не оказывает существенной роли на общую скоростную характеристику, в трещинных коллекторах и карбонатном разрезе возможности метода ограничены. Факторами, которые могут искажать и заметно снижать информативность AVO анализа, являются качество исходного сейсмического материала и ошибки, допущенные на этапе обработки, а также глубина исследования. Результат применения AVO анализа будет более информативен при совместном анализе с моделированием, опирающимся на скважинные данные.

1.1.4. Выводы по разделу 1.1

Методы качественного анализа сейсмических данных направлены на изучение неоднородностей среды, преимущественно в сейсмическом диапазоне частот. В латерально-неоднородной среде, имеющей разнообразный фациальный состав, они позволяют осуществлять прогноз, в том числе при отсутствии данных бурения. Методы качественного анализа позволяют оконтурить геологические объекты, провести стратификацию разреза, осуществить прогноз литологического состава изучаемых отложений [44, 119].

Наиболее информативным методом качественной интерпретации сейсмических данных в условиях латерально-неоднородной среды, является спектрально-временной анализ [50, 62]. Метод позволяет получать информативный результат практически в любом типе геологического разреза. Его преимуществами являются высокая разрешенность получаемой картины (рисунок. 1.1), анализ частотного поглощения среды и возможность фокусировки, путем определения доминантных частот спектра, на конкретном объекте исследования. Данный метод получил широкое развитие в последние годы [111, 137]. Технология цветового

смешивания [110] (Colour Blending) позволяет существенно повышать информативность сейсмического изображения.

1.2. Методы количественной интерпретации

Достоверность результата и полнота получаемой информации в ходе количественной интерпретации полностью зависит от априорных данных бурения. Наиболее эффективно методы количественной интерпретации работают в однородной среде, модель которой максимально приближена к стационарной модели, в которой интерполяция данных в межскважинном пространстве не приводит к возникновению неопределенностей прогноза. Применение подходов количественной интерпретации в латерально-неоднородной среде связано с проблемами, вызванными тем, что распределение свойств в межскважинном пространстве существенно сложнее, чем описание его моделью, полученной по нерегулярной выборке скважин. В то же время количественная оценка геологических параметров при изучении месторождения необходима.

Методы количественной интерпретации могут быть условно разделены на две группы: первая группа в рамках данного обзора названа *эмпирическими методами*, она объединяет регрессионный анализ [23] и нейронные сети [75, 76]; во вторую группу входят *инверсионные методы* [50, 116].

Эмпирические методы основываются на поиске математических статистических и корреляционных связей сейсмических и геологических характеристик, полученных непосредственно по текущим данным. На основании связей параметров сейсмической записи и геологических параметров изучаемой среды в точках расположения скважин выводятся аппроксимации сложных законов изменения свойств в среде, имеющие локальное действие и применимые к непосредственному объекту исследования.

Использование эмпирических методов обусловлено двумя предположениями [25, 84]. Первое – сейсмическое поле является совокупностью всех факторов, влияющих на его формирование и косвенно должно содержать информацию о существующей геологической обстановке. Второе – воздействующая на формирование поля отражений геологическая среда представляет собой неизмеримо сложную систему, учесть все особенности которой не представляется возможным, в том числе из-за влияния параметров системы наблюдения при проведении полевых работ.

Особенностью эмпирических методов является этап обучения, в ходе которого получают функции, описывающие связь сейсмических и геологических параметров. Для регрессионного анализа это получение уравнений связи на основании выборки данных бурения. Для нейронных сетей этап обучения заключается в построении геометрии сети в точках расположения скважин.

Инверсионные методы направлены на решение обратной задачи по отношению к сейсмическим данным – преобразование сейсмических трасс в трассы импеданса.

По подходу к решению обратной задачи, инверсионные методы делятся на:

- детерминистические [50, 81, 99];
- геостатистические [16, 80, 91, 106, 107].

В данном обзоре не рассмотрены такие подходы к получению количественных характеристик среды, как FTI – fast-track inversion («быстрая» инверсия) [94, 136] и FWI – full waveform inversion (полноволновая инверсия) [132, 135]. Роль FTI при современном развитии вычислительных мощностей сводится к использованию ее в качестве «фоновой» модели для геостатистической инверсии. Полноволновая инверсия, как и другие виды построения скоростных моделей, не будет рассматриваться, так как в текущее время является процедурой обработки.

1.2.1. Регрессионный анализ

Регрессионный анализ является методом выявления корреляционных связей между атрибутами сейсмического поля и геологическими параметрами. При этом на первом этапе уравнения связи строятся по данным имеющейся выборке скважин. В полученных уравнениях геологические параметры выступают как зависимые переменные, а сейсмические атрибуты, извлеченные в точках расположения скважин, – как независимые переменные. Следующим этапом выполняется применение полученных уравнений к сейсмическим данным с целью распространения геологических параметров в межскважинном пространстве.

В качестве атрибутов сейсмического сигнала могут использоваться любые динамические и кинематические характеристики, рассчитанные по суммарным данным, или AVO атрибуты, полученные из сейсмограмм. Регрессионный анализ во многих случаях объединяет в себе результаты множества качественных и количественных подходов к интерпретации, являясь завершающим этапом.

В повседневной практике используется многомерный регрессионный анализ [25], увеличивающий коэффициент корреляции прогнозного параметра и результата прогноза и снижающий уровень невязок в точках скважин. Метод использует ряд ограничений, направленных на получение уравнений, удовлетворяющих физическим и математическим критериям. Метод регрессионного анализа полностью зависит от состава входных скважинных данных.

В том случае, если выборка скважин достаточно представительна и наблюдается выраженная закономерность изменения свойств среды в зависимости от сейсмических фаций, может применяться кластерный регрессионный анализ [25].

1.2.2. Нейронные сети

Группа аналитических методов нейронных сетей базируется на принципах создания системы, имитирующей работу нервной системы живых организмов [5, 17, 76]. Такая система состоит из большого числа связанных простых вычислительных процессов (по аналогии с нейронами головного мозга). Нейроны группируются в последовательность уровней, входные сигналы поступают на первый уровень и последовательно проходят все уровни системы. При этом широко используются и рекуррентные системы. Нейронная сеть получает на входе набор входных сигналов, представляющих собой простейшие математические операции, и выдает на выходе соответствующий им ответ.

Описание множества законов связи, лежащих в основе системы нейронных сетей, реализовано в процедуре «обучения». Обучение нейронных сетей является задачей нелинейной оптимизации, использующей одновременно множество параметров. Для обучения, как правило, используются наиболее достоверные «эталонные» данные бурения. Обучение идет итеративно, подборкой оптимальной «геометрии» сети. При этом, на вход подается «объект изучения» – скважинная информация в виде точечных значений, либо непрерывной кривой, и набор атрибутов. В процессе обучения определяются наиболее информативные для поставленной задачи атрибуты, остальные могут быть отсеяны. В ходе обучения формируется нейронная сеть, последовательность уровней сети, взаимодействие между ними и отдельными нейронами.

По сравнению с методом регрессионного анализа метод нейронных сетей более гибок в описании эмпирической связи между входными параметрами, однако это описание менее прозрачно. Основным недостатком метода нейронных сетей является отсутствие физической

обоснованности результата. Этот факт ограничивает достоверность применения метода областью хорошей обеспеченности входной скважинной информацией.

1.2.3. Понятия акустической и упругой инверсий

Акустическая инверсия [50] представляет собой случай решения обратной задачи сейсморазведки – нахождения акустического импеданса (импеданса продольной волны). При этом принимается предположение, что сейсмические данные представляют собой результат свертки сейсмического импульса с коэффициентом отражения нормального падения продольной волны.

Упругая инверсия, или *AVO/AVA инверсия* [95,101,102,103,120,143], в целом, базируется на аналогичных принципах, что и акустическая инверсия. Входными данными служат сейсмические данные до суммирования или угловые суммы. Таким образом, возникает возможность изучения коэффициентов отражения для широкого диапазона углов падения. Решение обратной задачи по отношению к сейсмическим данным в данном случае направлено на получение набора упругих параметров, связанных уравнениями Цеппритца (как правило, это импеданс продольной волны, импеданс поперечной волны и плотность). Расчет упругих параметров среды в ходе проведения AVO инверсии идет синхронно. Ввиду сложности уравнений Цеппритца в алгоритмах инверсии используются его аппроксимации, например, аппроксимация Аки и Ричардса [95].

Частным случаем нахождения упругих параметров являются наиболее часто применяемые на практике упругий импеданс EI [72] и расширенный упругий импеданс EEI [138].

Геологическая среда представляет собой сложную систему, сочетающую в себе множество факторов, и интерпретация особенностей изучаемой среды должна опираться на анализ скважинных данных [58], чтобы иметь представление о правомерности прогноза особенностей среды по результату инверсии. Для оценки прогностических возможностей сейсмической инверсии и проведения прямого прогноза геологических свойств по данным бурения проводится анализ связей петрофизических и упругих параметров, сейсмогеологическое моделирование 2D [92, 100], применяются методики, позволяющие оценить влияние флюидонасыщения, литологии и пористости на интерференционную картину.

На вход инверсии подается объемная модель, сочетающая в себе результаты структурно-тектонической интерпретации, сейсмогеологического и петрофизического моделирования.

Возможность проведения по результату инверсионного преобразования прямого прогноза геологических свойств [58] делает инверсию более надежным методом количественной интерпретации, чем эмпирические методы.

1.2.4. Детерминистический подход к инверсии сейсмических данных

Детерминистический подход основан на поиске «оптимизационного решения». При этом оптимизация направлена на минимизацию разницы, между наблюдаемой сейсмической трассой и представлением сейсмической трассы, в виде свертки трассы коэффициентов отражения и импульса:

$$\sum |R(t) * W(t) - S(t)| \rightarrow \min, \quad (5)$$

где $R(t)$ – трасса коэффициентов отражения, $W(t)$ – импульс, $S(t)$ – сейсмическая трасса.

Принято считать [50], что сейсмическая трасса содержит в себе информацию о той части модели среды, которая расположена в среднечастотной области спектра, ограниченной диапазоном частот от f_l (низкие частоты) до f_h (высокие частоты). В рамках детерминистической инверсии особенности геологической среды, соответствующие высокочастотной области ($f > f_h$) принципиально не могут быть восстановлены. Однако, восстановление свойств геологической среды, требует дополнительных данных для восстановления низкочастотной области ($f < f_l$). Низкочастотная модель среды вводится в алгоритмы инверсии, как априорная информация.

Как правило, низкочастотная модель является результатом интерполяции свойств в межскважинном пространстве, однако, в условиях отсутствия скважин, или несостоятельности их выборки, используются скорости, полученные на этапе обработки.

Стандартные алгоритмы интерполяции, используемые при построении фоновой модели, опираясь на данные бурения, основаны на представлении среды в виде однородной изотропной модели, которой соответствует стационарное распределение свойств. На текущий момент времени широко используются геостатистические алгоритмы интерполяции. Таким образом, при проведении детерминистической инверсии также используется и геостатистический подход. В случае латерально-неоднородной среды, представление распределения свойств в виде стационарной модели не правомерно, и фоновая модель, некорректно описывающая изменение

свойств изучаемых толщ, является причиной возникновения ошибок при проведении детерминистической инверсии в латерально-неоднородной среде.

Спектр результата детерминистической инверсии ограничен в части высоких частот сейсмическим диапазоном, вследствие чего данный подход к инверсии не позволяет получать детальный достоверный прогноз при изучении гомогенных сред.

1.2.5. Геостатистический подход к инверсии сейсмических данных

Геостатистический подход базируется на вычислении множества решений, удовлетворяющих входным как скважинным, так и сейсмическим данным. Статистическое пространственное распределение свойств среды вводится в алгоритм инверсии в виде латеральных и вертикальных вариограмм [80]. При расчете результата геостатистической инверсии не используются жесткие ограничения, сейсмическое поле не инвертируется напрямую, а результат выбирается из множества синтетических вариантов, путем оценки уровня корреляции между ними и реальной сейсмической трассой. При этом, все реализации находятся в области доверительного интервала. Однако, стоит отметить, что каждая из реализаций геостатистической инверсии является результатом решения прямой задачи [20].

Наиболее используемым алгоритмом, на котором строится геостатистический подход к решению обратной задачи, является SGS – sequential gaussian simulation (последовательное гауссовское моделирование) [32, 78, 85].

Алгоритм SGS представляет собой последовательность следующих этапов:

1). Случайным образом выбирается ячейка расчета i , ранее не участвовавшая в алгоритме (точка X_6 на рисунке 1.2);

2). Определяются значения кригинга (kriging) [106] – величина x и дисперсия σ :

$$x_i^{sk} = m_x + \sum_{j=1}^{i-1} w_j (x_j - m_x), \quad (6)$$

$$\sigma_{i,sk}^2 = \sigma_x^2 - \sum_{j=1}^{i-1} w_j \cdot C_{ij}, \quad (7)$$

где m_x – среднее значение переменной x , w_i – вес кригинга, x_i – значение данных в точке i , n – число точек.

3). Рассчитывается значение прогнозного параметра в выбранной точке i :

$$p(x_i | x_1, \dots, x_{i-1}) \propto \exp\left\{-\frac{[x_i - x_i^{sk}]^2}{2\sigma_{i,sk}^2}\right\}. \quad (8)$$

4). Модельная ячейка сетки x_i добавляется к множеству входных данных;

5). Алгоритм возвращается к этапу 1, цикл повторяется, пока не останется незаполненных ячеек.

Входными данными являются пространственная сетка, и, заполненные на ней, априорные ячейки (скважины). Алгоритм, таким образом, можно представить в виде моделирования путем выборки на основании функции распределения плотности вероятности (Probability Density Function), среднее и дисперсия которой соответствуют величине и дисперсии кригинга.

Суммирование большого числа реализаций модели на основании одних и тех же исходных данных приводит к «сглаживанию» и потере высокочастотной составляющей, и результат алгоритма SGS стремится к результату кригинга. Таким образом, спектр суммы большого числа реализаций геостатистической соответствует спектру результата детерминистической инверсии.

Кригинг – алгоритм интерполяции точечных данных в пространстве. В основе алгоритма кригинга лежит представление множества входных данных, как равнозначных событий, влияние которых на область интерполяции (прогноза) обусловлено их удалением.

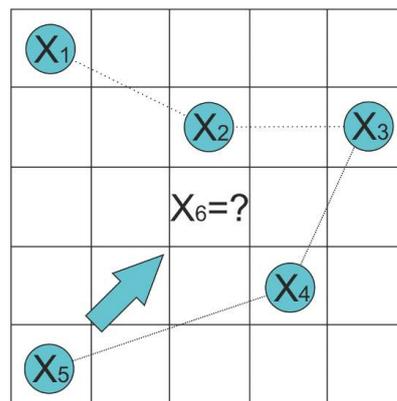


Рисунок 1.2. Схема работы алгоритма SGS.

Адаптация алгоритма SGS к инверсии сейсмических данных [85] сводится к добавлению к пункту 3 алгоритма нескольких подпунктов:

В выбранной ячейке расчета:

- создание множества синтетических трасс прогнозного параметра;
- расчет трасс коэффициентов отражения и свертка их с импульсом;
- вычисление расхождения с оригинальной сейсмической трассой;
- выбор оптимальной трассы прогнозного параметра.

Как правило, для интерпретации результатов геостатистической инверсии используются статистические и вероятностные подходы. Из вероятностных подходов можно выделить наиболее часто используемый в современной практике подход, основанный на уравнении Байеса [61, 90, 108, 125, 127, 133, 134].

Геостатистический подход к решению обратной задачи ставит четкое разделение между сейсмическими и скважинными данными, где основную роль играют скважины. Прежде всего, геостатистические методы инверсии применимы для коллекторов, распределения свойств, который можно описать вариограммами [106,107], полученными по данным бурения. В условиях отсутствия скважинной информации геостатистическая инверсия неосуществима.

Основным преимуществом геостатистической инверсии, по отношению к детерминистической, является оценка неопределенности результата, что позволяет иметь возможность оценить, используя множество реализаций, вероятность геологических событий, положенных в основу модели прогноза петрофизических свойств, и связанные с ними риски. Также, геостатистический подход к инверсии применим для прогноза свойств в том случае, если толщина слоя-коллектора много меньше длины волны. Каждая из реализаций геостатистической инверсии, за счет использования вертикальных вариограмм в пространственной модели, обладает высокочастотной составляющей спектра ($f > f_h$), в отличие от результата детерминистического подхода.

В связи с тем, что получение результата геостатистической инверсии связано с решением прямой задачи и использованием в дополнение к низкочастотной модели, высокочастотной модели вариограмм, влияние алгоритмов интерполяции данных бурения на результат больше, чем для детерминистической инверсии. Соответственно, в латерально-неоднородной среде геостатистическая инверсия связана с более существенными неопределенностями прогноза.

1.2.6. Выводы по разделу 1.2

Оценка прогностических возможностей сейсмической инверсии путем изучения связей петрофизических и упругих свойств и сейсмогеологического моделирования позволяет

осуществлять прямой прогноз и контролировать геологическую достоверность результата. Эмпирические методы, в свою очередь, могут быть применимы для более широкого диапазона задач, так как требуют для осуществления прогноза только существования ковариационных связей. Отсутствие необходимости в обосновании физических основ при использовании эмпирических методов, является как плюсом, так как, позволяет использовать их практически без ограничений, так и минусом, ввиду того, что получаемый результат не имеет надежного теоретического обоснования.

Возможности применения сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде, по сравнению с возможностями эмпирических методов выше, в связи с тем, что при ее проведении формируется объемная модель, оптимизация и детализация которой может позволить снизить неопределенности прогноза.

1.3. Выводы по главе 1

В условиях латерально-неоднородной среды методы качественного анализа сейсмических данных позволяют получать, независимо от данных бурения, информативный результат и описывать положение в пространстве крупных неоднородностей, отождествляемых с элементами геологического строения.

Применение подходов количественной интерпретации в латерально-неоднородной среде связано с проблемами, вызванными тем, что распределение свойств в межскважинном пространстве существенно сложнее, чем описание его моделью, полученной по нерегулярной выборке скважин. В то же время, количественная оценка геологических параметров при изучении месторождения необходима. Возможности применения сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде, по сравнению с возможностями эмпирических методов выше, в связи с тем, что при ее проведении формируется объемная модель, оптимизация которой может позволить снизить неопределенности прогноза.

Комплексирование методов качественной интерпретации сейсмического поля и сейсмической инверсии может позволить повышать детальность описания модели среды и приводить модель среды к «условно-стационарному» виду. В то же время, для наиболее эффективной интерпретации сейсмических данных, полученных в условиях латерально-неоднородных сред, необходимо изучение особенностей формирования осадочных толщ и изучение петрофизических и упругих свойств литологических фаций.

2. МОДЕЛЬ ЛАТЕРАЛЬНО-НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ

2.1. Краткое геологическое описание меловых и юрских отложений Западной Сибири

Геологическим примером среды, имеющей латерально-неоднородное изменение свойств, в данной работе выступают отложения мелового и юрского времени Западной Сибири [10, 13, 15, 41, 52]. Западная Сибирь является одним из основных нефтегазоносных бассейнов (НГБ), расположенных на территории Российской Федерации. Данный регион хорошо изучен с геологической точки зрения, по региону имеется обширный материал теоретических и практических работ [9, 21, 22, 23, 26, 40].

Изученность меловых и юрских отложений данными бурения показывает, что коллекторские свойства интервалов перспективных пластов в точках заложения двух скважин, находящихся на расстоянии десятков метров друг от друга, могут отличаться в разы, в зависимости от вскрытых литологических фаций. Также общей проблемой при прогнозе геологических параметров продуктивных пластов Западной Сибири является неравномерное распределение скважинных данных относительно литологических фаций, что вызвано бурением скважин, ориентированным на структурный фактор.

Отложения тюменской свиты, ачимовской толщи и покурской свиты выбраны для рассмотрения поставленных в работе задач ввиду схожести общих проблем, которые возникают при интерпретации данных сейсморазведочных работ, а также ввиду наличия характерных особенностей каждого из этих стратиграфических комплексов.

2.1.1. Тюменская свита

Отложения юрского периода Западной Сибири ввиду глубины их залегания начали разрабатываться позднее меловых. Однако после того как в юрских отложениях были найдены первые залежи углеводородов, интенсивность их изучения возросла. В 1967 году на Межведомственном стратиграфическом совещании была принята унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Западно-Сибирской плиты [22].

В зависимости от расположения района работ отложения тюменской свиты могут иметь как континентальный, так и морской генезис [22]. Стратификация и условия формирования тюменской свиты будет рассматриваться на примере отложений Сургут-Нижневартовского района.

В качестве характерных особенностей тюменской свиты Сургут-Нижневартовского района выделяются широкое площадное развитие континентальных отложений, однотипность строения байосского и батского ярусов [22]. Мощность разреза тюменской свиты по данным бурения может достигать 270 м.

Тюменская свита в рамках геологического разреза Сургут-Нижневартовского района включает отложения нижней и средней юры. Нижняя юра представлена средним и верхним лейасом, средне-ааленским, байосским и батским ярусами.

По данным бурения [22], стратиграфический интервал нижней юры содержит отложения, связанные с крупными пресноводными водоемами, озерами и заболоченными приозерными участками. Данный тип отложений может быть успешно интерпретирован при наличии равномерно распределенной по площади исследований сети скважин и значительном контрасте упругих свойств в отложениях разных фациальных групп.

Среднеюрские отложения по литолого-фациальным признакам подразделяются на следующие пачки: нижняя, ааленского возраста – глинисто-алевритово-песчаная; средняя – глинистая; верхняя – песчано-алевритово-глинистая [21]. Для отложений нижней пачки характерно формирование в аллювиальных условиях. Песчаные пласты представляют собой осадки русловой части, а алеврито-глинистые породы – пойменной. Мощность пачки варьируется от 30 до 90 м. Формирование отложений средней пачки происходило в озерных и пойменных условиях широкой аллювиально-озерной равнины [22], ее мощность колеблется в пределах 40 – 50 м. Отложения верхней пачки формировались в условиях обширной аллювиально-озерной равнины, периодически заливаемой морем [21]. Мощность пачки выдержана в пределах 100 -120 м.

Группа аллювиальных фаций, развитых в ранне- и среднеюрское время, включает в себя русловые и пойменные отложения, отложения переходных типов. Анализ результатов бурения свидетельствует, что реки, существовавшие в юрский период, принадлежали к равнинному типу и имели высокий уровень меандрирования. Данный факт подтверждается исследованиями 3D сейсморазведки (рисунок 2.1).

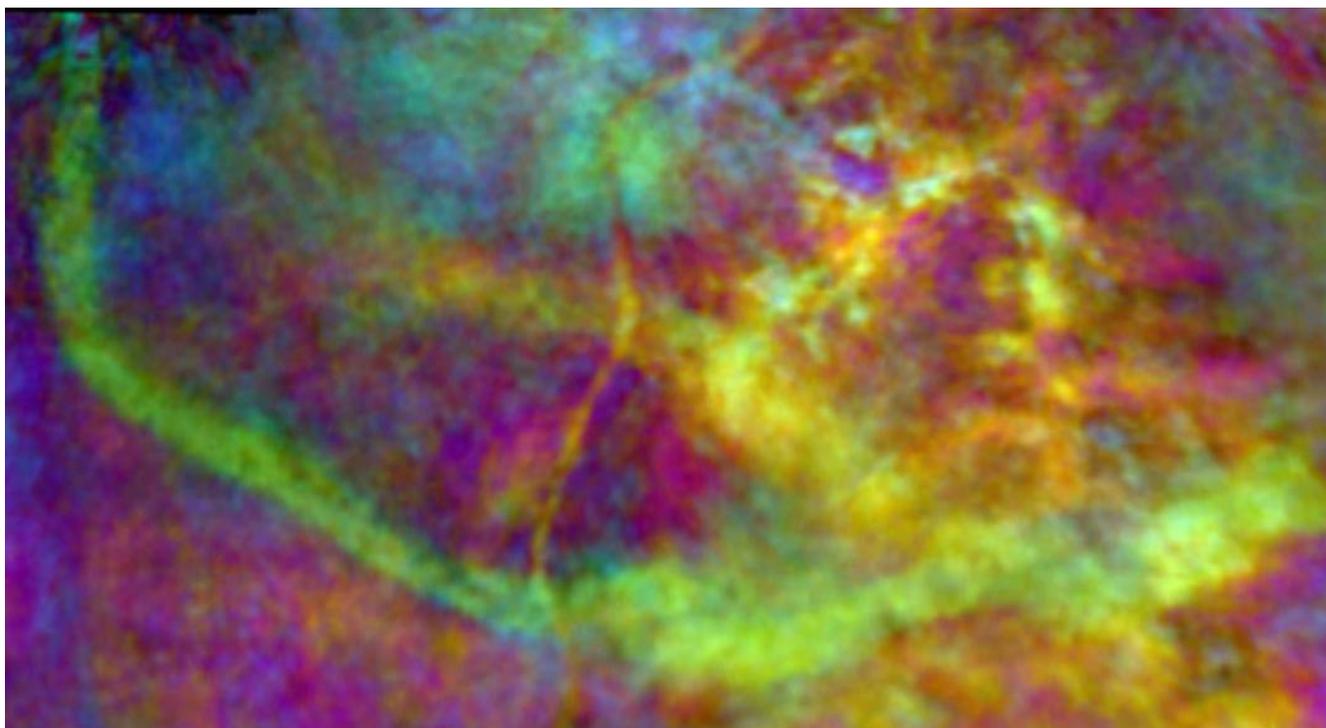


Рисунок 2.1. Фрагмент стратиграфического временного среза результата спектрального разложения. Визуализация по технологии Colour Blending. Интервал отложений тюменской свиты.

Палеореки приводят к неравномерному изменению свойств в пространстве и являются основной причиной латеральной неоднородности пластов тюменской свиты. Основной объект исследований автора – пласт Ю2.

В наиболее крупных руслах можно выделить отложения стержневой части, пристержневой и прибрежно-русловых отмелей и пляжей, прируслового вала, поймы, старичных озер. Данная группа фаций за счет явных морфологических признаков имеет наибольший потенциал для исследования сейсмическими методами качественной интерпретации, в отличие, например, от озерных фаций. Опыт исследований отложений тюменской свиты [31] показывает, что существовавшая водная сеть характеризовалась высокой плотностью, множеством стариц, ветвящихся русел, периодически меняющих свое положение (рисунок 2.1).

Юрские отложения Западной Сибири, залегающие на глубине около 3000 м, при проведении сейсморазведочных исследований регистрируются на временах, как правило, более 2000 мс. Увеличение глубины исследований предполагает сужение углового диапазона сейсмических данных и сужение частотного спектра в область низких частот.

2.1.2. Ачимовская толща

Строение и условия образования отложений неокома Западной Сибири ввиду своей сложности являлись предметом геолого-геофизических дискуссий на протяжении более чем пятидесяти лет [7, 12, 14, 15, 18, 29, 38, 47, 48, 51]. В настоящее время преобладает гипотеза о клиноформном строении [41], впервые предложенная в 1984 году [51].

«Клиновидное» строение ачимовской толщи обусловлено региональной сменой глубоководно-морских отложений на мелководно-морские, лагунные, дельтовые, озерные и аллювиальные [15]. Клиноформы образовывались в ходе выноса песчано-алевритовых осадков в виде турбидитовых потоков и оползней к подножью неокомских шельфовых террас [41]. Данная гипотеза условий формирования и осадконакопления отложений ачимовской толщи подтверждается и уточняется данными бурения.

Отложения неокома Западной Сибири, в частности, ачимовской толщи ввиду особенностей генезиса имеют выраженную латеральную изменчивость [41]. Различные районы одного НГБ могут отличаться геологическими и петрофизическими особенностями, в связи с этим отложения ачимовской толщи в работе будут рассматриваться на примере НГБ Самбургско-Уренгойской зоны.

Распространенная концепция строения клиноформных отложений ачимовской толщи [41] представлена на рисунке 2.2. Стоит отметить, что данное представление является основным для Самбургско-Уренгойской зоны, однако не единственным, и остается предметом разносторонних дискуссий.

Все элементы концептуального строения ачимовской толщи проявляются и на сейсмических данных (рисунок 2.3). Элементы геологического строения ачимовских отложений поддаются детальному анализу по качественным особенностям сейсмической записи и выделяются по морфологическим и динамическим признакам.

Каждая клиноформа, согласно существующим геологическим представлениям, рассматривается как самостоятельная зона нефтегазонакопления [15]. В связи с этим, правильная стратификация клиноформ является важной задачей.

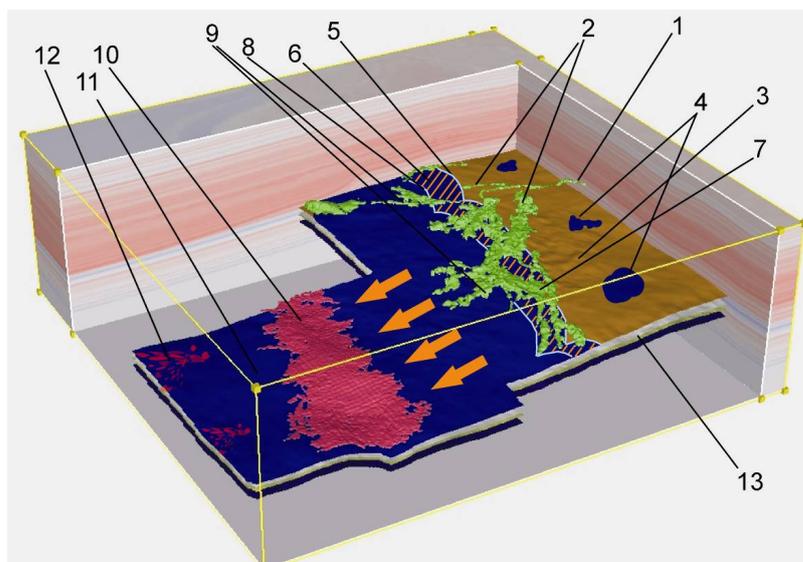


Рисунок 2.2. Схема формирования ачимовских отложений: 1 – река; 2 – дельта реки; 3 – суша; 4 – приморские озера; 5 – береговая линия; 6 – шельф 7 – бары открытого моря; 8 – бровка шельфа; 9 – каналы мутьевых потоков; 10 – песчано-алевритовые конусы выноса мутьевых потоков (турбидиты); 11 – дистальные гемипелагические илы; 12 – песчаные волны (рифели); 13 – глубоководные глинисто-битуминозные отложения (баженовская свита).

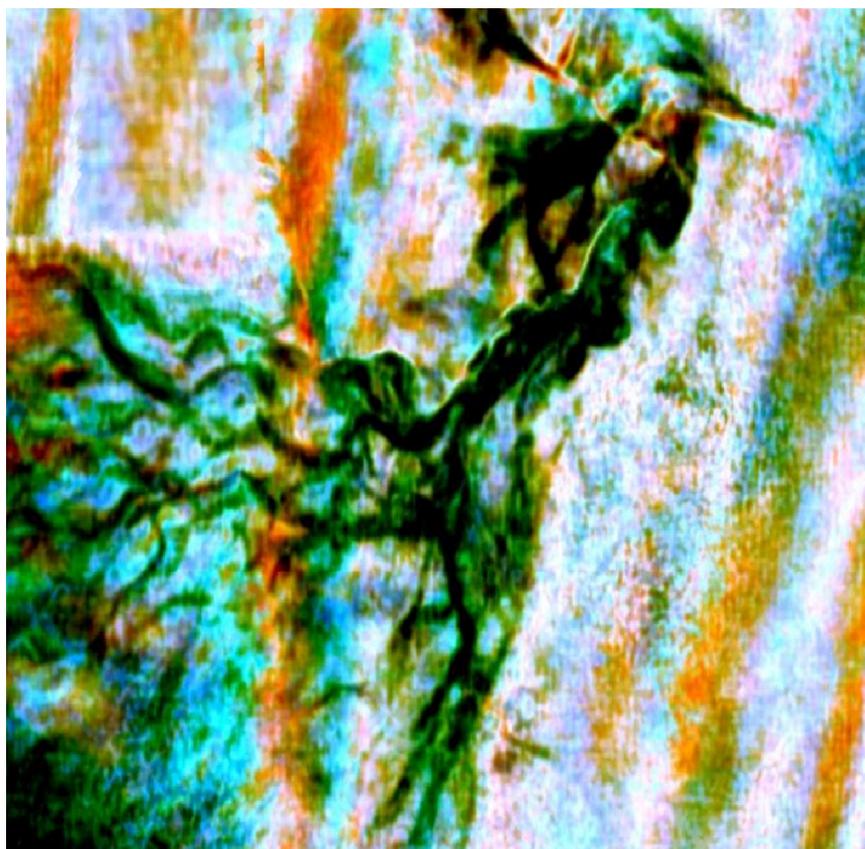


Рисунок 2.3. Фрагмент стратиграфического временного среза результата спектрального разложения [31]. Визуализация по технологии Colour Blending. Интервал ачимовской толщи.

2.1.3. Покурская свита

Покурская свита объединяет ярусы верхнего (сеноманский) и нижнего (аптский, альбский) мела и представлена прослаиванием песчаников с алевролитами и глинами [2]. В сводовой части покурская свита перекрыта региональными покрывками отложений кузнецовской (туронский ярус), березовской (коньяк-сантон-кампанский ярусы), ганькинской (маастрихт-датский ярусы) свит [7].

Данная территория в альбском веке располагалась в условиях прибрежной равнины, временами затапливаемой морем, в сеноманском веке – в условиях крупного, полузамкнутого опресненного мелководного бассейна, представленного комплексом континентальных лагун и морских фаций [42]. Вследствие этого свита характеризуется латеральной и вертикальной изменчивостью и разнообразием фаций. Однако при разных условиях осадконакопления и многофациальном составе общая геологическая картина отложений покурской свиты Западной Сибири относительно неизменна.

Наиболее интересным промысловым объектом покурской свиты являлась верхняя часть (сеноман), в которой обнаружены гигантские месторождения углеводородов [2], в связи с этим, нижняя часть освещена в меньшей степени. Как правило, залежи углеводородов покурской свиты газовые, газоконденсатные с нефтяной оторочкой.

Изученные газовые залежи имеют относительно сходные черты геологического строения, условий осадконакопления, образования, залегания [18]. Для отложений сеномана наблюдается цикличность процесса осадконакопления со схожей структурой циклитов: песчаники или алевролиты в основании и алевроито-глинистые породы в кровле. Продуктивная толща сеноманских газовых залежей представляет собой сложный многофациальный комплекс прибрежно-морских, мелководных отложений в верхней части и отложений приморско-аллювиально-дельтовой равнины в нижней части.

Газовые залежи сеномана сформированы высокопористыми песками и создают сильные аномалии сейсмического волнового поля типа «яркое пятно» (рисунок 2.4). Расположенный под ними сейсмостратиграфический интервал, соответствующий отложениям нижней части покурской свиты (Пласты ПК18-20), которые также являются продуктивными и представляют интерес для исследования, претерпевает искажения, вызванные вышележащими газовыми залежами.

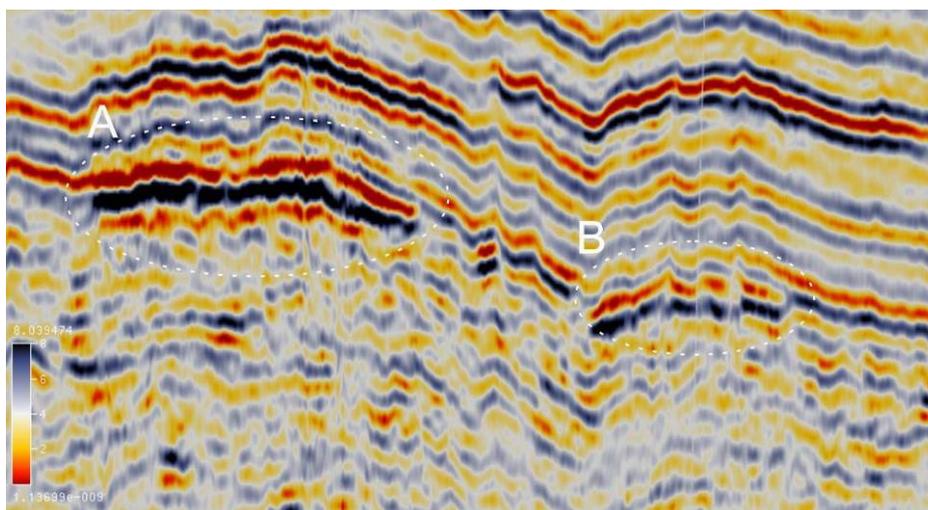


Рисунок 2.4. Аномалии AVO в интервале покурской свиты, вызванные газовыми залежами А, В. Фрагмент разреза сейсмического куба.

В связи с тем, что нижняя часть отложений покурской свиты формировалась в прибрежно-морских, континентальных условиях, она богата сложными геологическими телами, фациями аллювиальных, русловых и дельтовых отложений (рисунок 2.5). Данные элементы геологического строения делают методику качественной интерпретации пластов ПК18-19 покурской свиты схожей с тюменской свитой и ачимовской толщей.

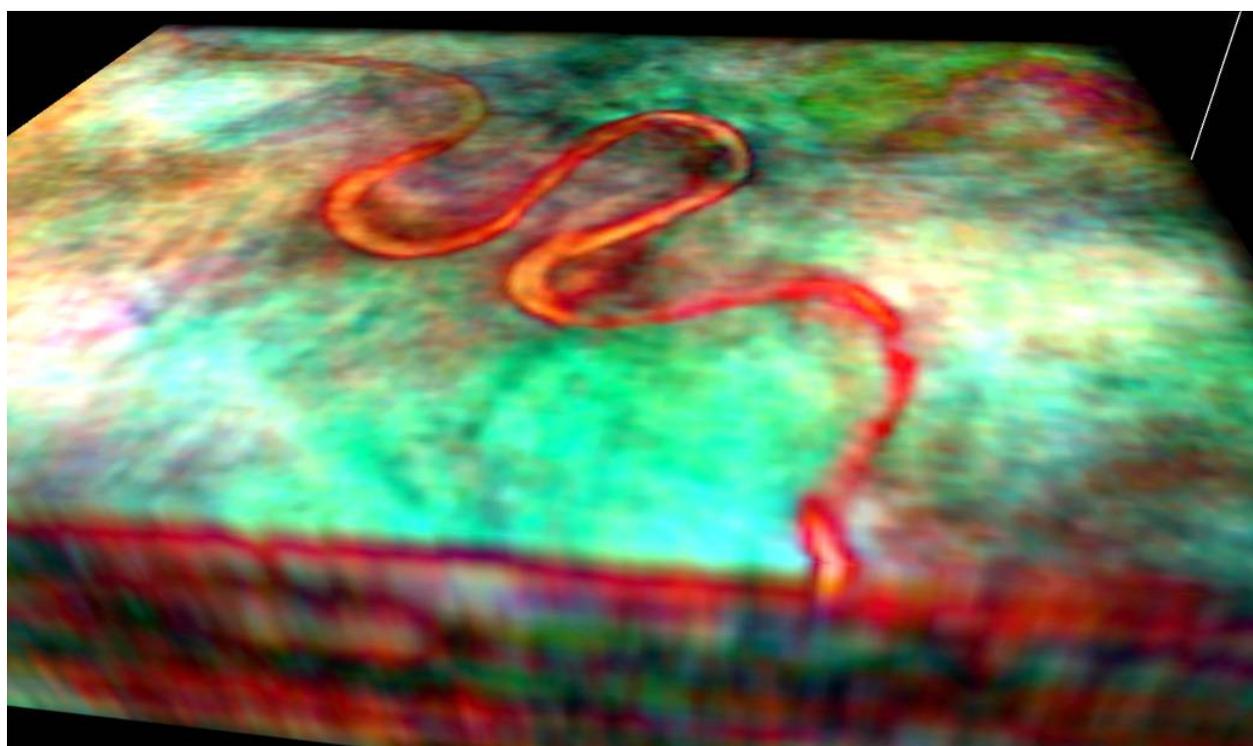


Рисунок 2.5. Фрагмент куба результата спектрального разложения. Визуализация по технологии Colour Blending. Интервал отложений покурской свиты.

2.1.4. Выводы по разделу 2.1

На примере рассмотренных стратиграфических комплексов меловых и юрских отложений Западной Сибири сделан вывод, что главным фактором, приводящим к развитию пространственной неоднородности геологической среды является обстановка осадконакопления и условия залегания геологических толщ. В связи с этим априорные знания о геологической обстановке формирования и залегания осадочных толщ, полученные из региональной геологической модели, могут характеризовать возможное распределение свойств среды. Данная информация может быть использована для описания модели конкретного участка исследований при отсутствии на площади участка скважин или непредставительной выборке данных бурения.

2.2. Влияние литологического состава на упругие свойства среды

Для изучения влияния литологического состава на упругие свойства использован керн и результаты ГИС более чем 50-ти скважин пяти месторождений Западной Сибири. Также в процессе изучения проводилось сопоставление имеющихся данных с литературными источниками [50, 109].

Далее в работе *фоновыми* будут называться отложения прибрежно-континентальных равнин и шельфовых склонов, не относящиеся по фациальному составу к русловым и пойменным фациям, фациям песчаных и турбидитовых потоков, конусов выноса ачимовских клиноформенных комплексов.

В ходе исследований анализировалось влияние литологических фаций на изменение упругих свойств, таких как скорость продольной волны (V_p) и плотность (ρ). Исследования скоростей поперечных волн (V_s) в имеющейся выборке скважин не представлены в достаточном объеме для того, чтобы набрать объективную статистику, в связи с этим рассмотрен только акустический случай.

2.2.1. Тюменская свита

Входной информацией для анализа связей геологических фаций и упругих параметров служил массив скважин по двум расположенным в непосредственной близости друг от друга площадям. Целевые отложения вскрывают 19 скважин с имеющимися данными акустического каротажа.

Анализ керна и интерпретация данных ГИС позволяют говорить, что коллектора фоновых отложений представлены песчаником, вмещающие породы – аргиллитом. Примеры срезов шлифов продуктивного песчаника пласта Ю2-1 приведены на рисунке 2.6 [19]. Песчаники серые мелкозернистые олигомиктовые. Разрез сложен чередованием песчаников и аргиллитов, темно-бурых, часто с примесью алевролитовых и песчаных частиц различной размерности на глинистом и карбонатном цементах. Мощность песчаных прослоев фоновых отложений не превышает 2,5 м.

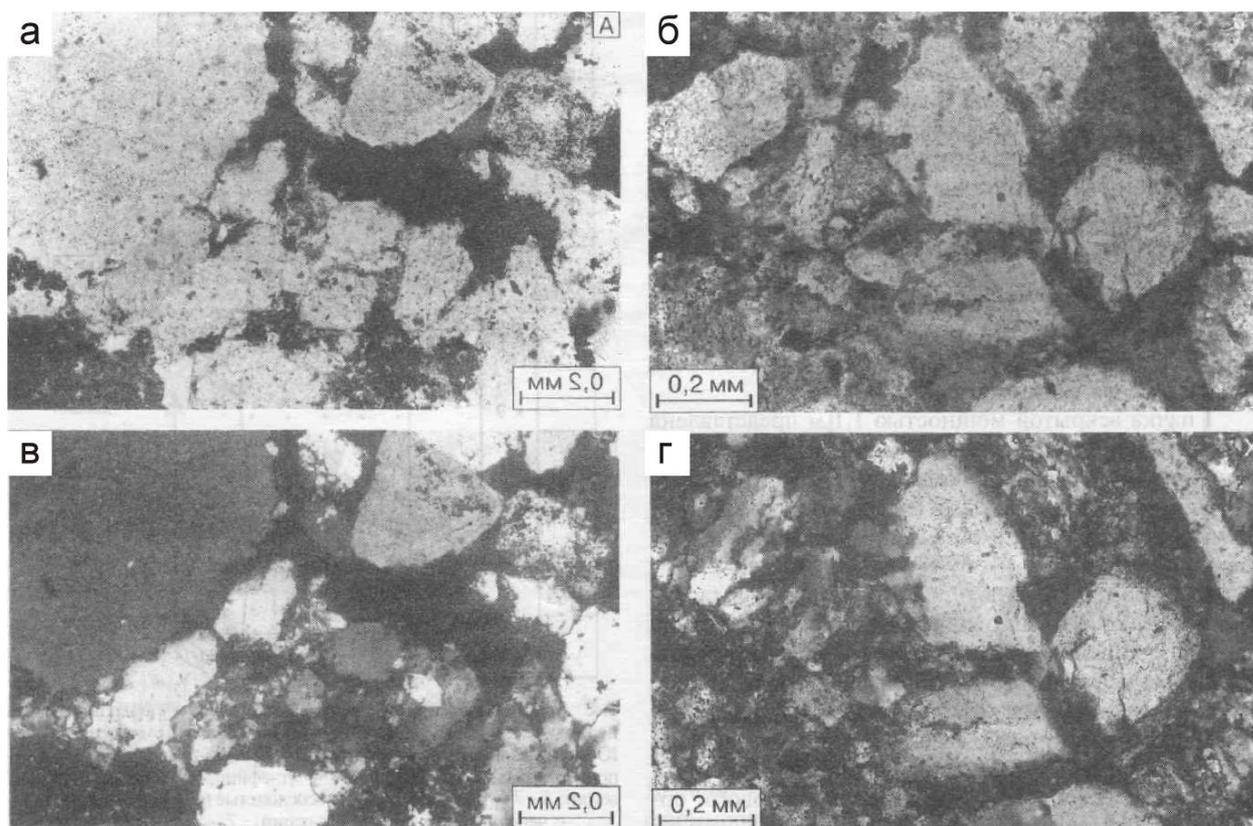


Рисунок 2.6. Продуктивные олигомиктовые песчаники пласта Ю2-1: а, в – поры, заполненные битумом (образец 10 в 3,56 м от начала керна); б, г – поровый каолиновый цемент, пропитанный нефтью (образец 9 в 2,86 м от начала керна) [19].

Русловые фации изучены менее детально. Отложения русловой части представляют собой чередование песчаного коллектора и мелкодисперсных глин. В изученных скважинах толщина песчаных прослоев колеблется от 40 см до 9 м. Общая толщина коллектора в интервале пласта Ю2 значительно выше, чем в среднем по площади.

Акустические свойства аллювиальной фации отличаются от свойств «фоновых» отложений (рисунки 2.7, 2.8), что вызвано особенностью генезиса. Средние значения и отклонения от среднего параметров V_p , V_s , ρ по данным двух площадей следующие:

- аллювиальная фация: V_p ср. = 3500 м/с (ст. откл. = 350 м/с); V_s ср. = 1970 м/с (ст. откл. = 260 м/с); ρ ср. = 2,5 г/см³ (ст. откл. = 0,08 г/см³);
- «фоновые» отложения: V_p ср. = 4020 м/с (ст. откл. = 450 м/с); V_s ср. = 2370 м/с (ст. откл. = 150 м/с); ρ ср. = 2,5 г/см³ (ст. откл. = 0,15 г/см³).

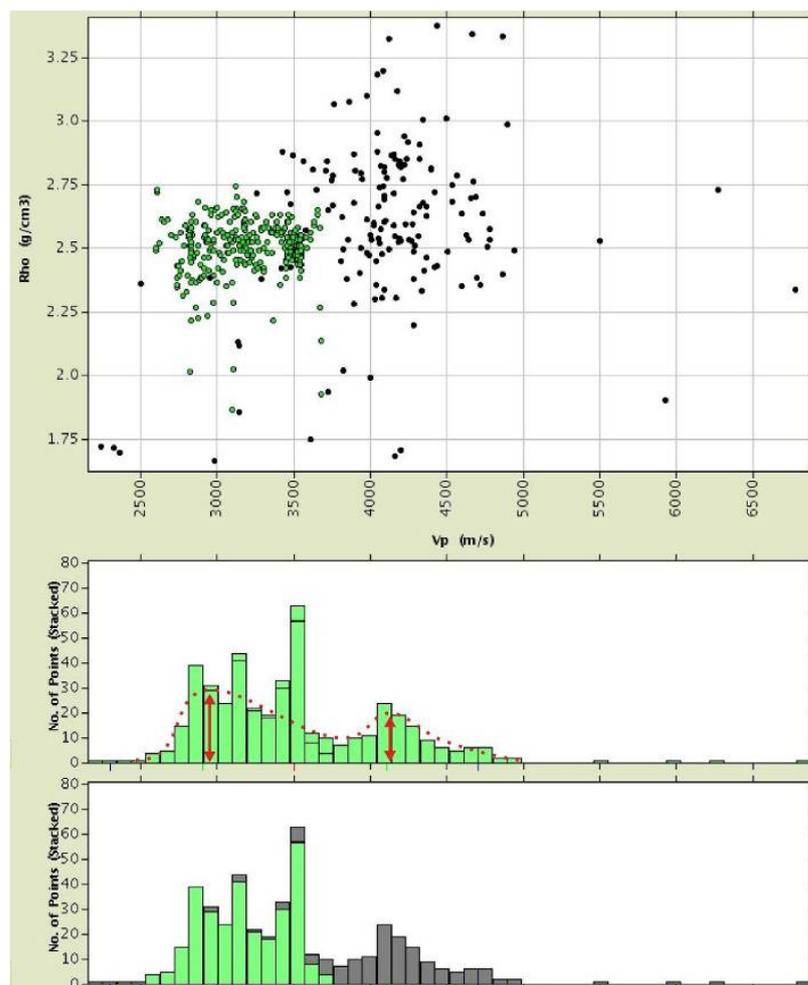


Рисунок 2.7. Интервал пласта Ю2 первой площади. График скорость продольной волны (X) – плотность (Y) и гистограммы статистического распределения вдоль оси X . Зеленым цветом обозначены точки, соответствующие аллювиальной фации, черным – точки, соответствующие «фоновым» отложениям.

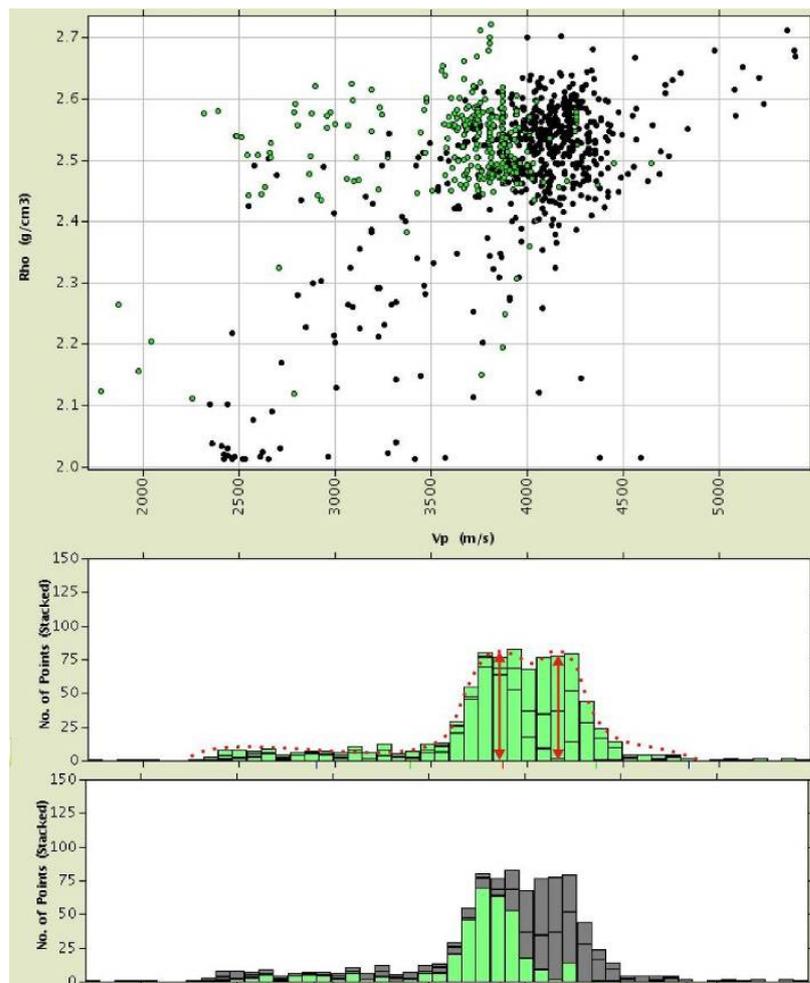


Рисунок 2.8. Интервал пласта Ю2 второй площади. График скорость продольной волны (X) – плотность (Y) и гистограммы статистического распределения вдоль оси X . Зеленым цветом обозначены точки, соответствующие аллювиальной фации, черным – точки, соответствующие «фоновым» отложениям.

Статистическое распределение значений упругих параметров по обеим изучаемым площадям не является распределением Гаусса. Распределение упругих свойств в интервале продуктивного пласта Ю2 тюменской свиты можно охарактеризовать как бимодальное (рисунки 2.7, 2.8), что обусловлено влиянием двух основных геологических фаций. При этом вид распределения свойств для каждой фации в отдельности близок к нормальному.

2.2.2. Ачимовская толща

Примеры шлифов керн, отобранного в интервале ачимовской толщи, приведены на рисунке 2.9. Песчаник встречается как мелко-среднезернистый, так (реже) и крупнозернистый. Песчаник алевритистый с глинистым цементом. Глина алевритистая микрослоистая, с включением обломков углефицированных растительных остатков, микростяжениями пирита, хлорит-гидрослюдистого состава

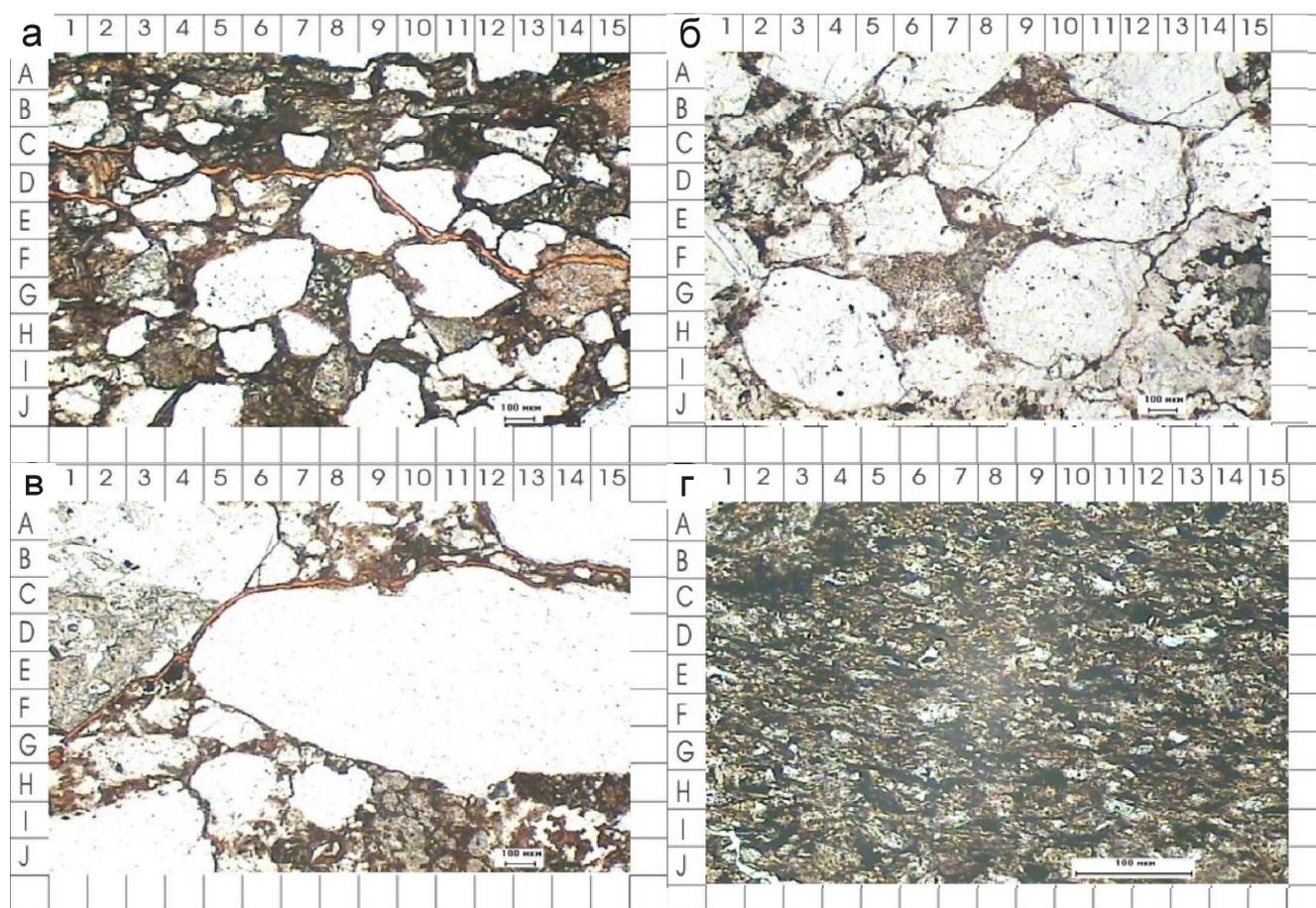


Рисунок 2.9. Фотография шлифа в проходящем свете: а - песчаник мелко среднезернистый алевритистый, с глинистым цементом, трещиноватый; б - песчаник крупно среднезернистый алевритистый, с глинистым цементом; в - песчаник крупнозернистый, алевритистый, сидеритизированный с глинистым цементом, трещиноватый; г - глина алевритистая микрослоистая, с включением обломков углефицированных растительных остатков, микростяжениями пирита, хлорит-гидрослюдистого состава, без эффективной емкости.

Отложения песчаного тела вскрывает скважина №1. В данном интервале по скважине №1 не проводился отбор керн, литологический прогноз осуществлялся на основании результатов интерпретации ГИС. В изучаемом интервале скважина продуктивна.

При сопоставлении кривых акустического каротажа данной скважины со скважиной, расположенной на удалении 4700 м, не вскрывающей песчаное тело, явно видно различие в характере записи. График скорость продольной волны (ось X) – пористость (ось Y) иллюстрирует существенное различие в акустических свойствах фации объекта и «фона», что выражено не только в изменении среднего значения, но и в изменении дисперсии (рисунок 2.10). Средние значения параметров V_p , V_s , ρ следующие:

- фация песчаного тела: V_p ср. = 3960 м/с (ст. откл. = 320 м/с); V_s ср. = 2230 м/с (ст. откл. = 220 м/с); ρ ср. = 2,47 г/см³ (ст. откл. = 0,07 г/см³);
- «фоновые» отложения: V_p ср. = 4100 м/с (ст. откл. = 70 м/с); V_s ср. = 2280 м/с (ст. откл. = 180 м/с). ρ ср. = 2,5 г/см³ (ст. откл. = 0,04 г/см³).

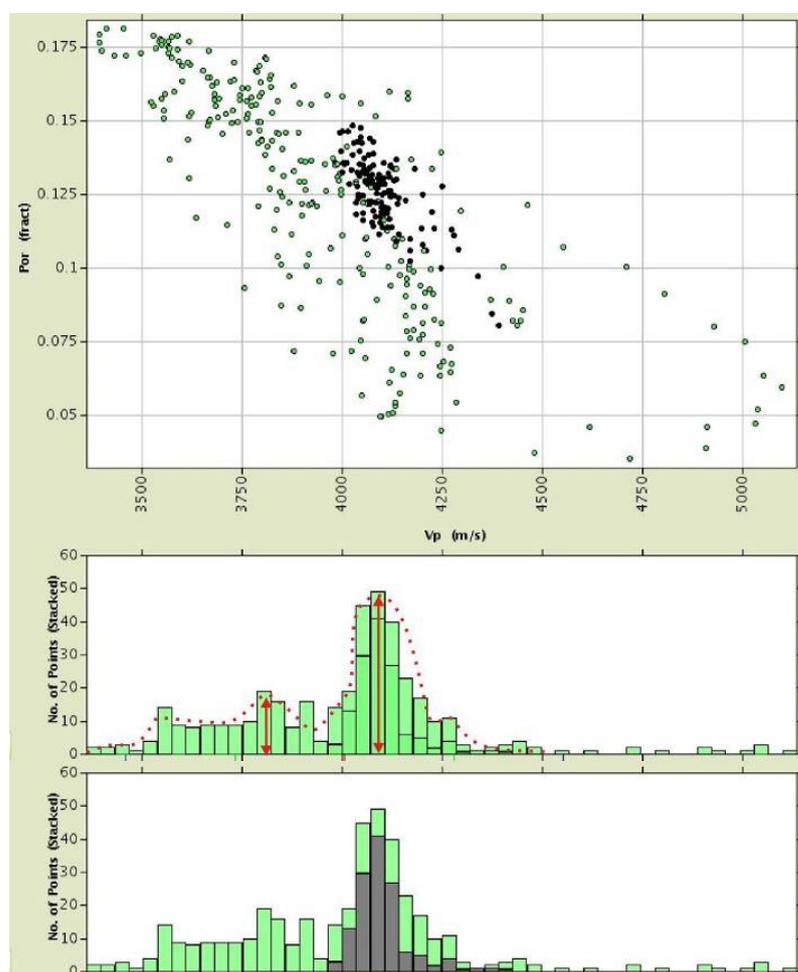


Рисунок 2.10. Интервал пласта БТ12. График скорость продольной волны (X) – пористость (Y) и гистограммы статистического распределения вдоль оси X . Зеленым цветом обозначены точки, соответствующие аллювиальной фации, черным – точки, соответствующие «фоновым» отложениям.

Статистическое распределение упругого параметра в интервале продуктивного пласта БТ12 ачимовской толщи также не является распределением Гаусса. Яркой выраженной второй

моды, аналогично отложениям пласта Ю2 тюменской свиты не наблюдается, однако это вероятно является результатом влияния значительного диапазона разброса значений, соответствующего песчаному телу.

2.2.3. Покурская свита

Керн, извлеченный из скважин в интервале покурской свиты, по аналогии с врезанными долинами юрских и меловых отложений других стратиграфических комплексов Западной Сибири, отображает в себе значительное разнообразие геологических условий формирования осадков [32, 43]. При этом, отличия в элементах фациальной модели являются существенными (рисунок 2.11).

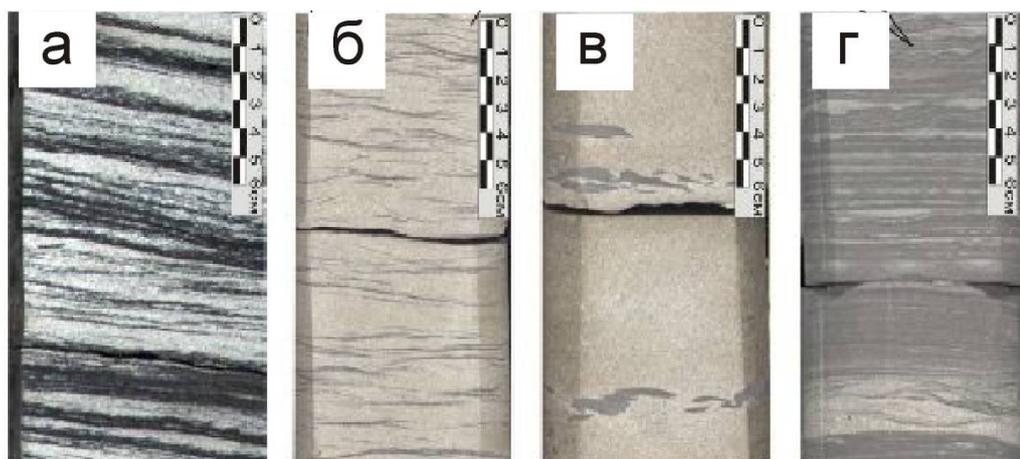


Рисунок 2.11. Примеры керна: а - песчаники прирусловых отмелей меандрирующих рек; б – песчаники устьевых баров; в – песчаники распределительных каналов; г – глинистые отложения поймы.

Большая часть скважин на исследуемых площадях расположена в пойменной зоне. В данной группе скважин преобладают глинистые осадки с песчаными прослоями, не превышающими 1,5 м.

Аномалии, наблюдаемые на сейсмическом материале и отождествляемые с палеореками, охарактеризованы высокой степенью меандрирования. В скважинах, вскрывших отложения палеорусл, чередование песчаных и глинистых осадков происходит циклично. Мощность песчаных прослоев колеблется от 0,6 до 7 м.

Средние значения параметров V_p , V_s , ρ (рисунок 2.12) следующие:

- аллювиальная фация: Vp ср. = 2670 м/с (ст. откл. = 160 м/с); Vs ср. = 1500 м/с (ст. откл. = 190 м/с); ρ ср. = 2.01 г/см³ (ст. откл. = 0.1 г/см³);
- «фоновые» отложения: Vp ср. = 3120 м/с (ст. откл. = 370 м/с); Vs ср. = 1660 м/с (ст. откл. = 250 м/с); ρ ср. = 2.24 г/см³ (ст. откл. = 0.14 г/см³).

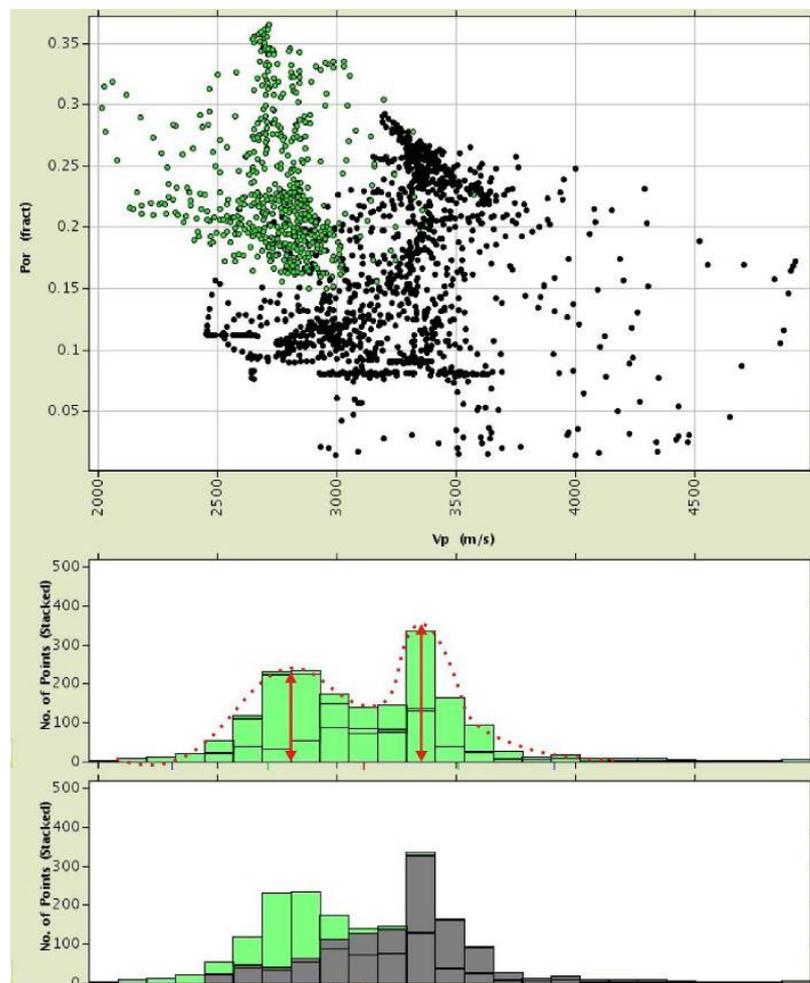


Рисунок 2.12. Интервал пластов ПК18-19. График скорость продольной волны (X) – пористость (Y) и гистограммы статистического распределения вдоль оси X . Зеленым цветом обозначены точки, соответствующие аллювиальной фации, черным – точки, соответствующие «фоновым» отложениям.

Статистическое распределение свойств в интервале группы продуктивных пластов ПК18-19 имеет по аналогии с отложениями тюменской свиты и ачимовского клиноформенного комплекса, две моды, соответствующие двум основным геологическим фациям, представленным в разрезе. Разделение статистического распределения на основании геологических фаций позволяет представить распределение свойств для каждой фации отдельно, как нормальное.

2.2.4. Выводы по разделу 2.2

Литологический состав оказывает влияние на упругие свойства среды, приводящие к изменению медианы и дисперсии функции распределения плотности вероятности для разных литологических разностей. Обобщение изучаемого материала показывает, что для исследуемых отложений тюменской свиты, ачимовской толщи и покурской свиты Западной Сибири статистическое распределение упругих параметров имеет две моды – бимодальный вид статистического распределения. Каждая мода соответствует определенной геологической фации, имеющей пространственную ограниченность по латерали.

2.3. Вертикальные и латеральные ограничения изучения неоднородностей среды по сейсмическому полю

Ограничения по масштабу, с которыми связано изучение элементов строения геологической среды по сейсмическим данным, определяются исходя из понятия разрешающей способности метода сейсморазведки. При этом рассматривают два типа разрешающей способности: вертикальная и латеральная [6, 142].

2.3.1. Вертикальная разрешающая способность сейсмических данных

Представление о вертикальной разрешающей способности в сейсморазведке основано на изучении интерференционной картины наложения сигналов от кровли и подошвы тонкого пласта [141]. Существует теоретическая возможность идентифицировать пласты, толщины которых представляют $1/8 \lambda$, однако на практике, за предел вертикальной разрешающей способности принято брать толщину, равную $1/4 \lambda$.

В таблице 2.1 собраны значения средних скоростей, доминантных частот, и соответствующих длин сейсмических волн для изучаемых толщ.

Таблица 2.1. Параметры, характеризующие вертикальную разрешающую способность сейсмических данных для изучаемых интервалов

	V_p ср., м/с	f дом. Гц	$1/8 \lambda$, м	$1/4 \lambda$, м
Тюменская свита	4022	32	15,7	31,4
Ачимовская толща	4100	33	15,5	31
Покурская свита	3159	35	11,3	22,6

Для целей изучения изменения волновой картины в зависимости от мощности целевого объекта, по набору реальных каротажных кривых было выполнено сейсмогеологическое моделирование (рисунки 2.13 - 2.15). Моделирование выполнялось для стратиграфических интервалов: пласта Ю2 (тюменская свита); пласта БТ12 (толща ачимовских отложений); пласта ПК19 (покурская свита). Для моделирования использовались средние значения и дисперсия параметров V_p , V_s , ρ приведенные в разделе 2.2.

Моделирование показывает, как связана толщина объекта исследования и изменение амплитуды оси синфазности в трехслойной модели с неменяющимися свойствами внутри каждого слоя. Стоит отметить, что формирование поля сейсмических отражений является процессом, подверженным влиянию множества факторов, в том числе интерференции от переслаивания множества тонких пластов, и на практике, значения разрешающей способности, полученные по идеальной модели, могут быть занижены.

На рисунках 2.13 - 2.15 сверху приведен фрагмент сейсмического разреза 2D, полученный в результате свертки импульса Рикера, имеющего доминантную частоту, соответствующую приведенной в таблице 2.1, и коэффициента отражения на границах трехслойной модели. Толщина среднего слоя изменялась в пределах от 0 до 100 м. Черными линиями на волновом поле показаны границы среднего слоя, зелеными линиями отмечены границы соответствующих сейсмических отражений. Снизу на рисунках показаны графики зависимости амплитуды отражения на оси синфазности, соответствующей кровле среднего слоя от толщины слоя. Красными вертикальными линиями отмечены положения $1/8 \lambda$ и $1/4 \lambda$.

Сейсмогеологическое моделирование 2D, направленное на изучение влияния толщины геологического тела на интерференционную картину (модель «клина»), проведенное на основе реальных скважинных данных, позволило уточнить пределы, представленные в таблице 2.1 и сделать выводы:

- наличие палеорусел в пластах тюменской и покурской свит и турбидитов в пластах ачимовской толщи приводит к возникновению амплитудных аномалий на сейсмических разрезах, динамическая выраженность которых позволяет проводить уверенное прослеживание областей распространения соответствующих геологических тел;

- пределы разрешающей способности для исследуемых геологических тел смещены в сторону меньших значений под влиянием уменьшения скорости.

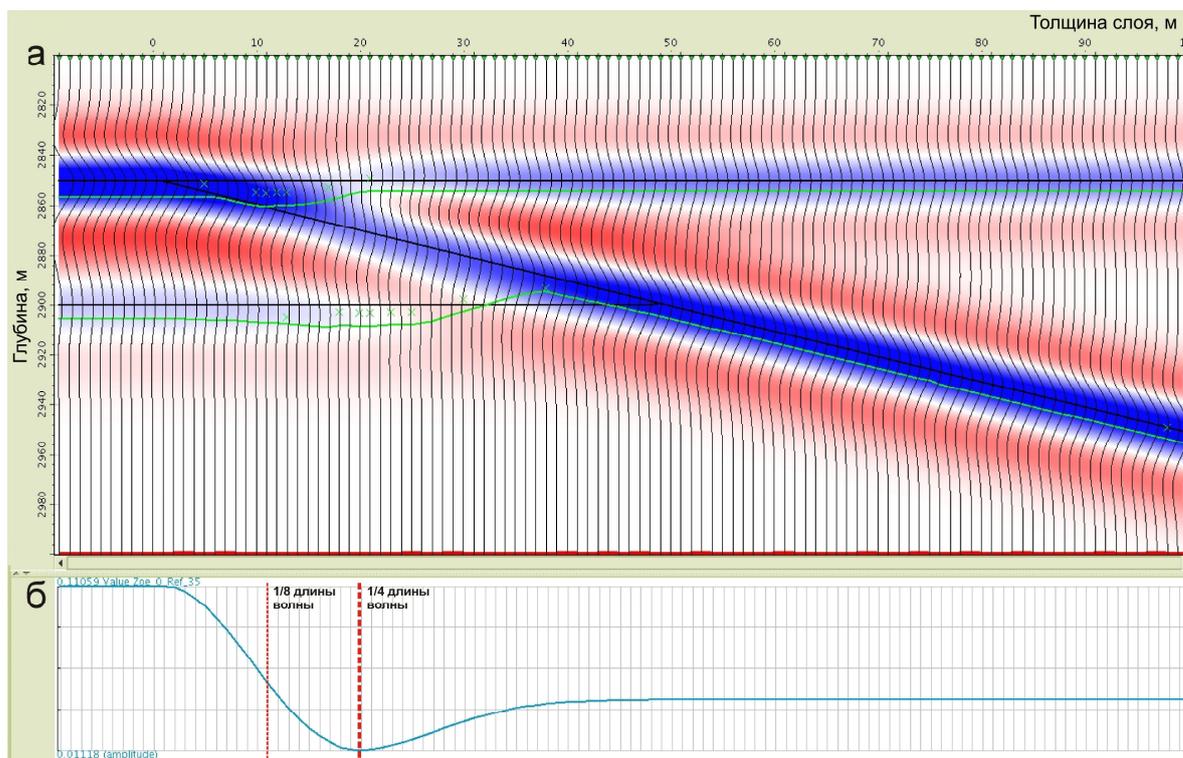


Рисунок 2.13. Сейсмогеологическое моделирование. Интервал пласта Ю2: а – сейсмический разрез 2D; б – график: толщина палеорусла (X) – амплитуда на кровле пласта (Y).

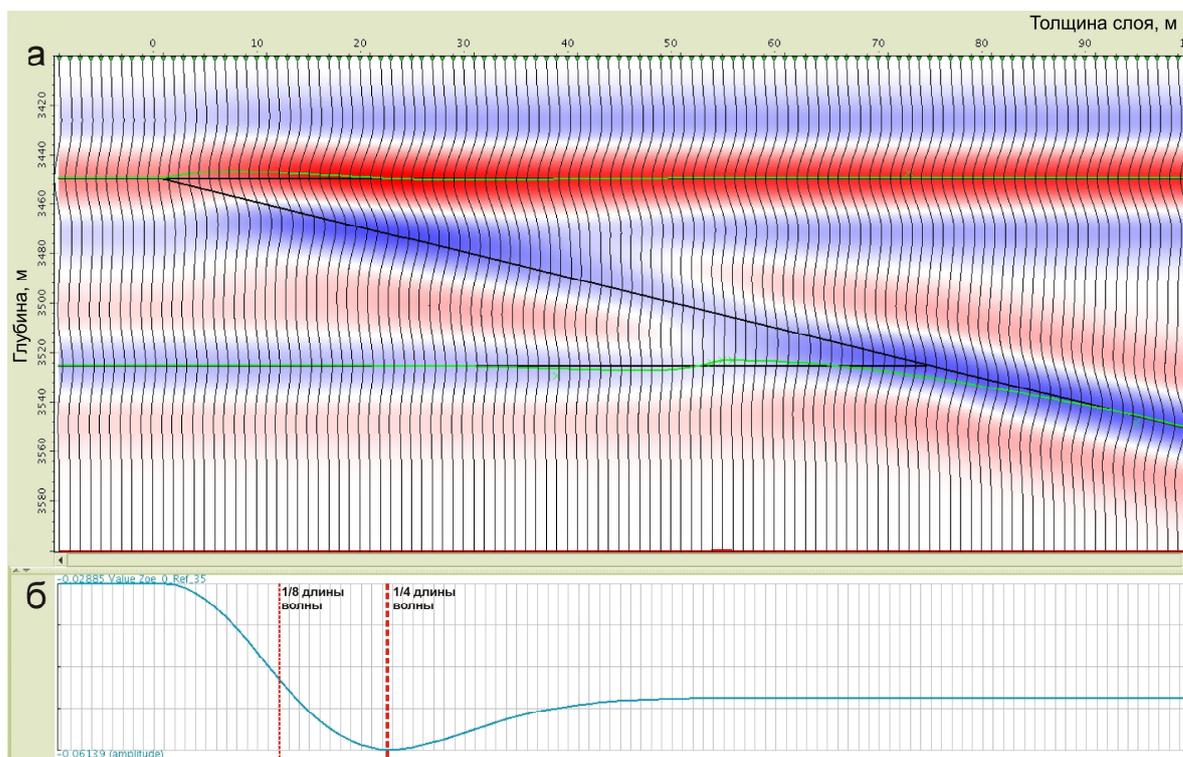


Рисунок 2.14. Сейсмогеологическое моделирование. Интервал пласта БТ12: а – сейсмический разрез 2D; б – график: толщина палеорусла (X) – амплитуда на кровле пласта (Y).

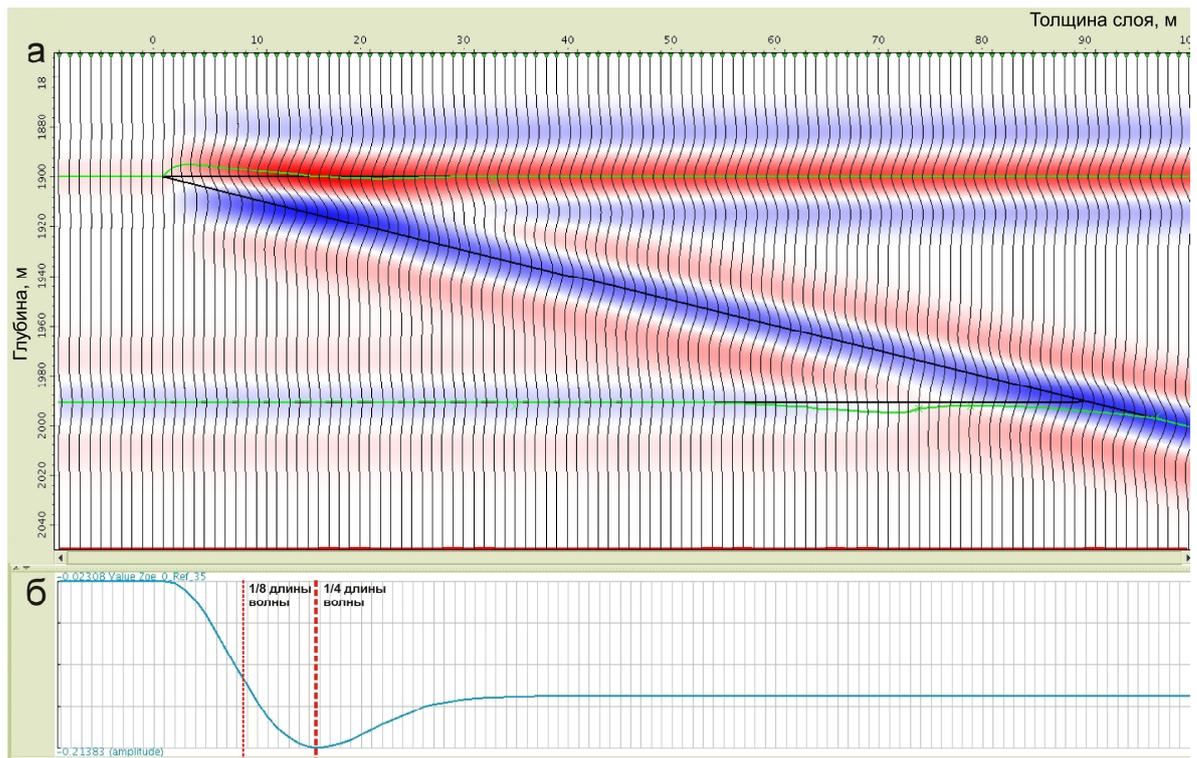


Рисунок 2.15. Сейсмогеологическое моделирование. Интервал пласта ПК19: а – сейсмический разрез 2D; б – график: толщина палеорусла (X) – амплитуда на кровле пласта (Y).

Сейсмическая инверсия позволяет уменьшить влияние интерференции, путем избавления от импульса, участвующего в свертке, а также ввести в сейсмические данные низкочастотную составляющую, что улучшает вертикальное разрешение. По моделям клина, полученным ранее, была проведена акустическая инверсия. Результаты инверсии приведены на рисунках 2.16 - 2.18, на графике зависимости амплитуды от толщины красными вертикальными линиями и стрелкой отмечено смещение положения $1/4 \lambda$. Как видно, по рисункам 2.16 - 2.18, инверсия сейсмического поля позволила улучшить вертикальную разрешающую способность. Значения $1/8 \lambda$ и $1/4 \lambda$, полученные по результатам сейсмогеологического 2D моделирования, приведены в таблице 2.2.

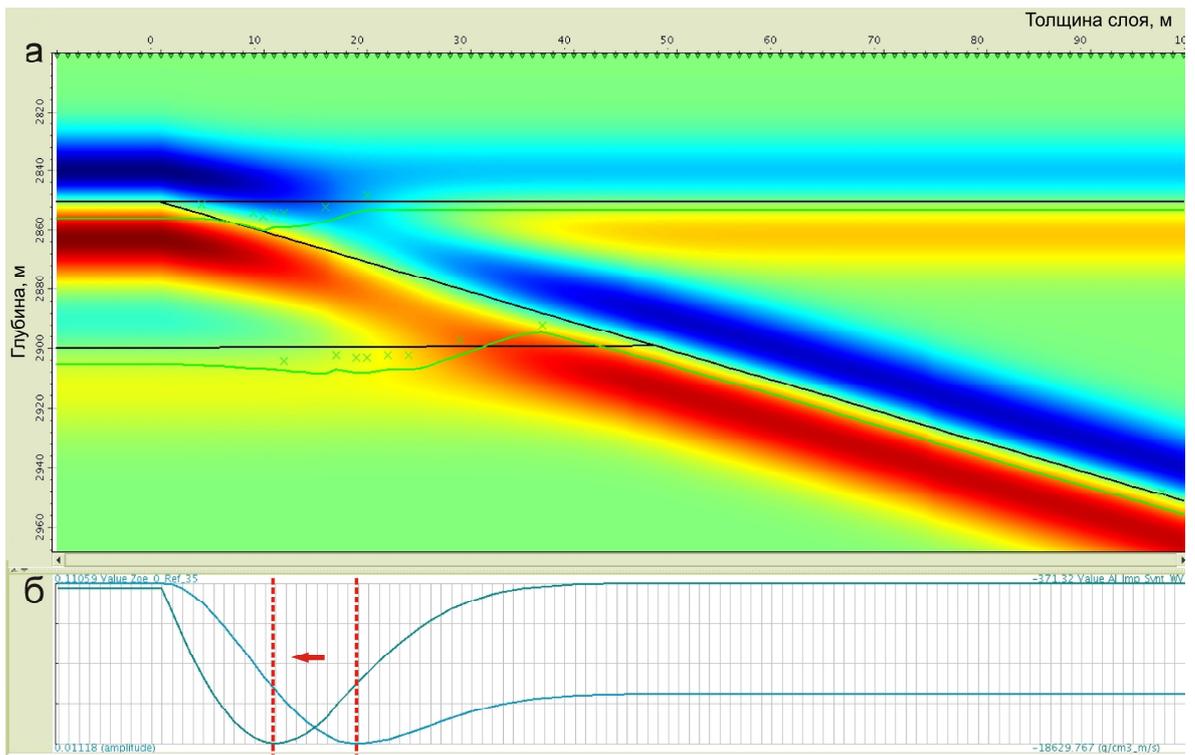


Рисунок 2.16. Сейсмогеологическое моделирование. Интервал пласта Ю2: а – разрез импеданса 2D; б – график: толщина палеоруслу (X) – амплитуда на кровле пласта (Y), синий цвет – амплитуда сейсмического сигнала, зеленый цвет – значение импеданса.

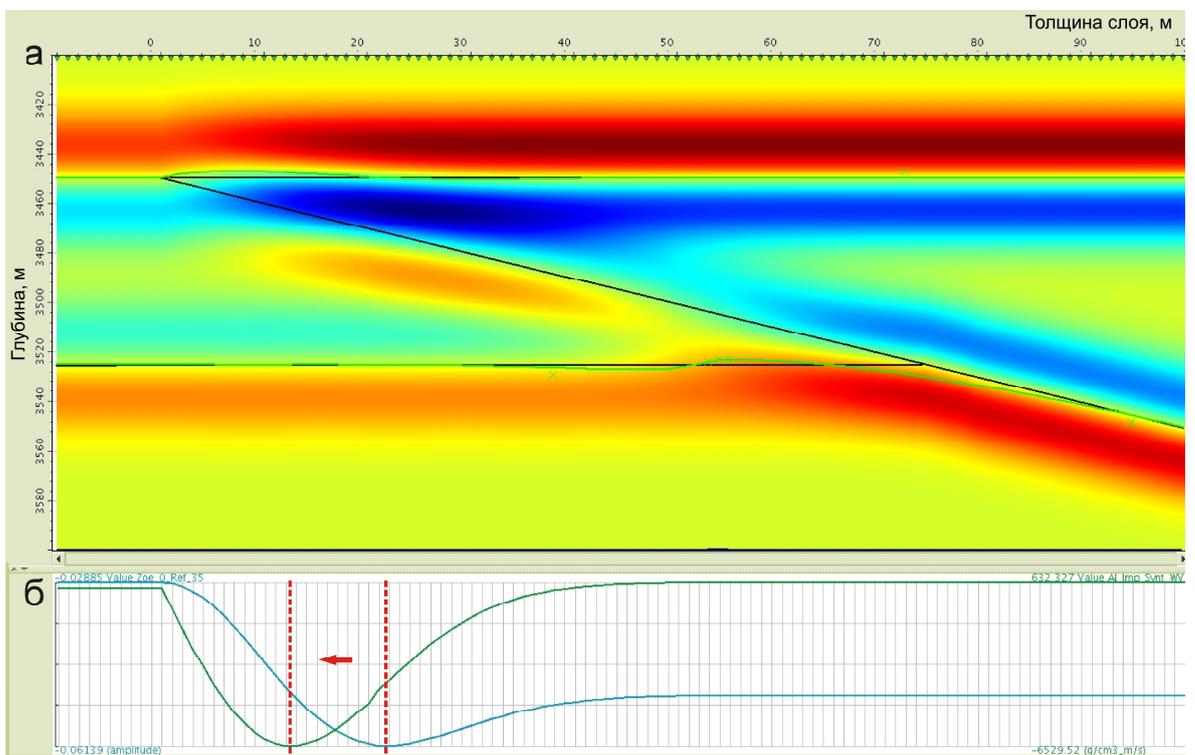


Рисунок 2.17. Сейсмогеологическое моделирование. Интервал пласта БТ12: а – разрез импеданса 2D; б – график: толщина палеоруслу (X) – амплитуда на кровле пласта (Y), синий цвет – амплитуда сейсмического сигнала, зеленый цвет – значение импеданса.

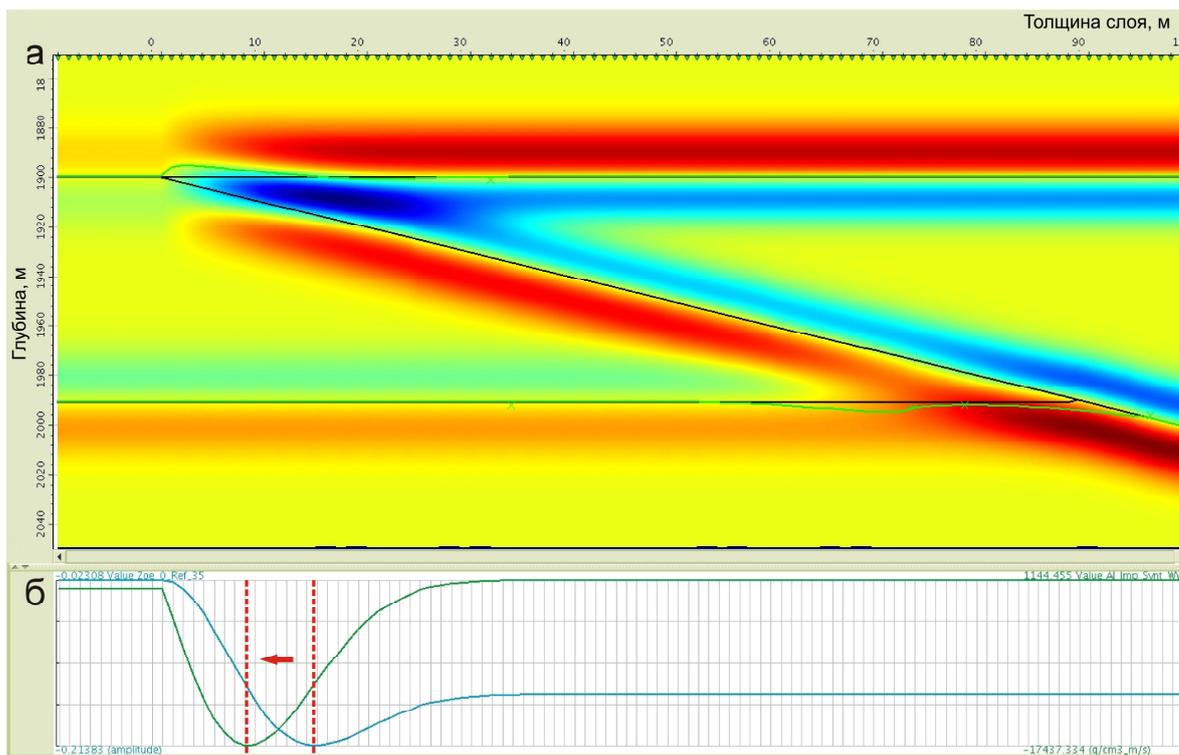


Рисунок 2.18. Сейсмогеологическое моделирование. Интервал пласта ПК19: а – разрез импеданса 2D; б – график: толщина палеорусла (X) – амплитуда на кровле пласта (Y), синий цвет – амплитуда сейсмического сигнала, зеленый цвет – значение импеданса.

Таблица 2.2. Значения $1/8 \lambda$ и $1/4 \lambda$, полученные в результате сейсмогеологического моделирования 2D по модели «клин»

	$1/8 \lambda$, м		$1/4 \lambda$, м	
	Сейсмические данные	Акустический импеданс	Сейсмические данные	Акустический импеданс
Ю2	10	6	20	11
БТ12	11	7	22	13
ПК19	9	5	18	9

2.3.2. Латеральная разрешающая способность сейсмических данных

Латеральная разрешающая способность описывается исходя из понятия зоны Френеля [88, 127, 142], связанного с областью, соответствующей массиву точек, отражение, регистрирующееся от которых невозможно разделить при наблюдении с поверхности. Теоретические пределы латеральной разрешающей способности для меловых и юрских отложений приведены в таблице 2.3.

Также как величина вертикальной разрешающей способности, латеральная разрешающая способность зависит от длины волны:

$$r \approx (z\lambda / 2)^{1/2} = (v/2)(t/f)^{1/2} \quad (9),$$

где r – радиус зоны Френеля, z – глубина, v – скорость, t – время, f – частота.

Таблица 2.3. Расчет радиуса зоны Френеля.

	Абс. глубина м	Время мс	V_p , м/с	f дом. Гц	r , м
Тюменская свита	3590	2426	2959	32	401
Ачимовская толща	2942	2250	2614	33	347
Покурская свита	1960	1567	2502	35	265

Для изучения взаимного влияния вертикального и латерального масштаба геологических неоднородностей на разрешающую способность метода сейсморазведки выполнено 2D сейсмическое моделирование. Параметры модели соответствуют характеристикам, полученным в результате исследования данными бурения тюменской свиты, приведенным в разделе 2.2. Объект изучения добавлялся в однородную модель в виде прямоугольника, имеющего упругие свойства, равные упругим свойствам аллювиальной фации пласта Ю2 (рисунок 2.19). Размеры объекта менялись в следующих пределах:

- латеральные: 25 - 1000 м;
- вертикальные: 16 м, 32 м, 128 м, 256 м.

Шаг пункта взрыва (ПВ), пункта приема (ПП) – 25 м. Шаг дискретизации – 2 мс.

Выбор вертикальных размеров объекта осуществлялся следующим образом: 16 м – интервал, соответствующий $1/8 \lambda$; 32 м – интервал, соответствующий $1/4 \lambda$; 128 м – интервал, соответствующий 1λ ; 256 м – интервал, соответствующий 2λ .

На рисунке 2.20 приведены фрагменты волнового поля для объекта, имеющего размер по латерали 600 м и по вертикали 32 м. В ходе моделирования оценивалось, при каких предельных латеральных размерах, выводы, получаемые в результате моделирования сейсмических разрезов 2D, будут правомерны. При этом, изучалась ширина области устойчивого значения амплитуды в центре аномалии в зависимости от латеральных размеров объекта, как показано на рисунке 2.20. Стоит отметить, что объект начинает наблюдаться на интерференционной картине при ширине 25 м.

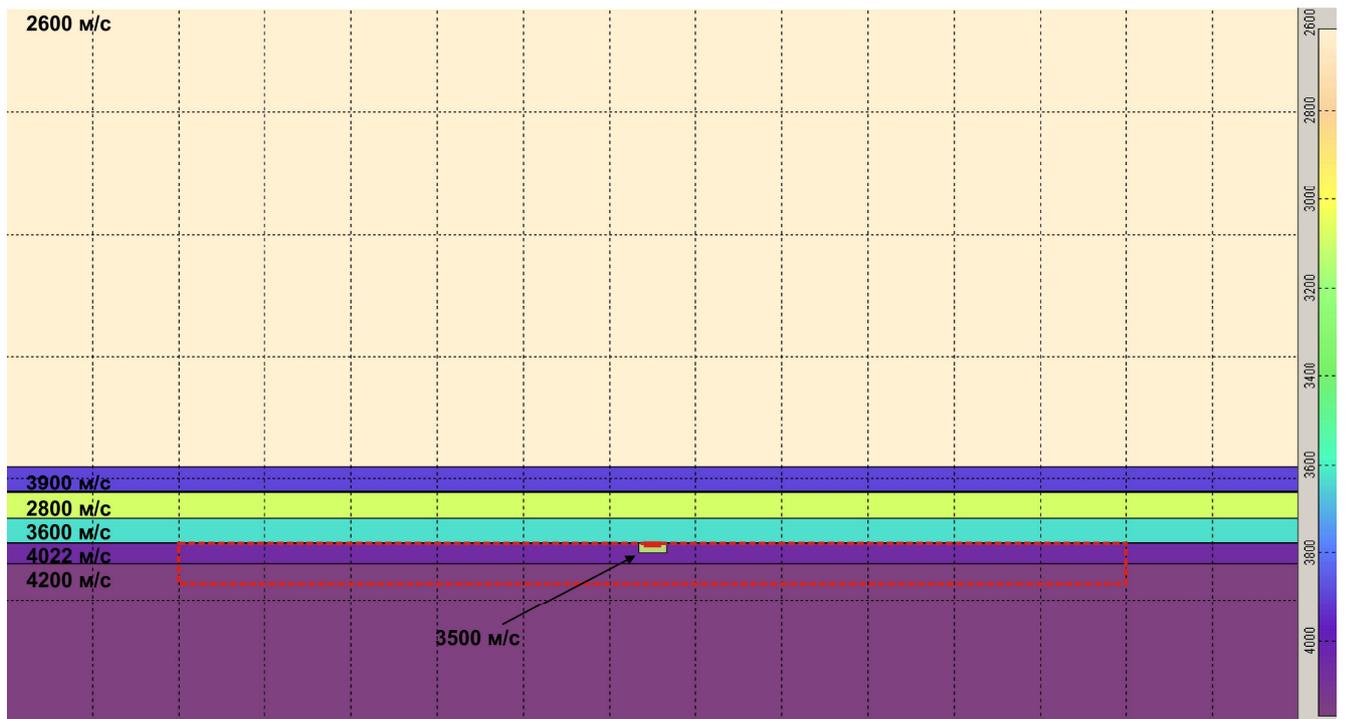


Рисунок 2.19. Скоростная модель, используемая для изучения взаимного влияния вертикального и латерального масштабов геологических неоднородностей на формирование сейсмической интерференционной картины. Красным пунктиром отмечены максимальные размеры неоднородности.

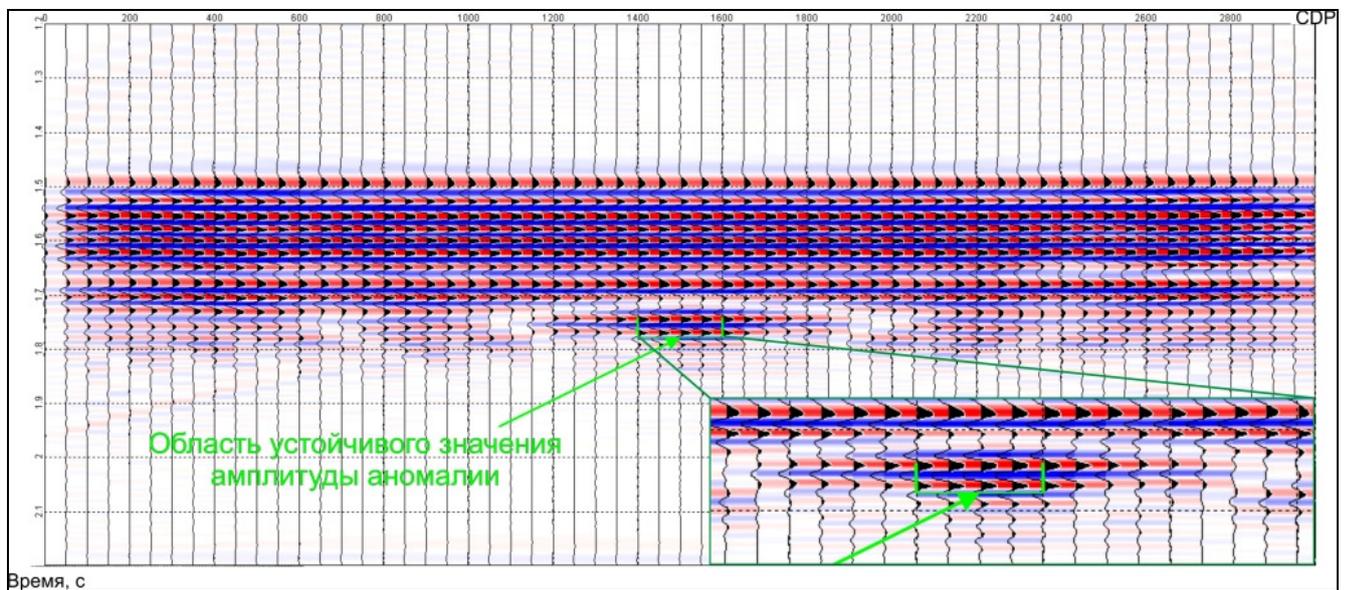


Рисунок 2.20. Волновое поле, полученное в результате моделирования. Зеленым прямоугольником отмечена область устойчивого значения амплитуды аномалии. В правом нижнем углу область показана в увеличенном масштабе.

В таблице 2.4 собраны результаты анализа влияния размеров геологических неоднородностей на поле отраженных волн. Из данных, приведенных в таблице, можно

сделать вывод, что при толщине объекта меньше длины волны, результаты моделирования могут быть корректно использованы при ширине объекта равной или большей зоны Френеля, причем только к центральной части объекта, охарактеризованной устойчивым значением амплитуды.

Таблица 2.4 Значение минимальной ширины объекта, при которой наблюдается область устойчивого значения амплитуды

Вертикальные размеры объекта, м	16	32	128	256
Предельная ширина объекта для появления области устойчивого значения амплитуды, м	400	400	375	300

Измеренная ширина палеорусел, наблюдаемых на сейсмической картине исследуемых площадей в интервале тюменской свиты, изменяется в пределах от 50 до 500 м. Толщина палеорусел по данным бурения меняется в диапазоне от 18 до 41 м. Данные значения сопоставимы с $1/8 \lambda$ и $1/4 \lambda$. Таким образом, достоверное предсказание свойств, основываясь на моделировании, в рассматриваемых условиях, возможно только для крупных каналов, шириной более 400 м.

Также стоит отметить, что на ограничения изучения геологической среды по сейсмическим данным влияют факторы, вызванные процедурой цифровой регистрацией сигнала – шаг дискретизации и интерполяция данных между дискретами, вызванные техническими особенностями аппаратуры и вызванные затуханием энергии сейсмических волн [24, 115].

2.3.3. Выводы по разделу 2.3

Результаты моделирования могут быть корректно использованы при ширине объекта равной или большей зоны Френеля, причем только к центральной части объекта, охарактеризованной устойчивым значением амплитуды. Размеры геологических тел, свойственных тюменской свите, ачимовскому клиноформенному комплексу и покурской свите Западной Сибири, достаточны для их идентификации, прослеживания и выделения на сейсмическом поле. При этом прогноз свойств внутри геологических объектов по сейсмическим данным, должен проводиться в соответствии с их пространственными размерами.

2.4. Выводы по главе 2

На примере рассмотренных стратиграфических комплексов меловых и юрских отложений Западной Сибири сделан вывод, что главным фактором, приводящим к развитию пространственной неоднородности геологической среды, является обстановка осадконакопления и условия залегания геологических толщ. В связи с этим априорные знания о геологической обстановке формирования и залегания осадочных толщ, полученные из региональной геологической модели, могут характеризовать возможное распределение свойств среды. Данная информация может быть использована для описания модели конкретного участка исследований при отсутствии на площади участка скважин или непредставительной выборке данных бурения.

Литологический состав оказывает влияние на упругие свойства среды, приводящие к изменению медианы и дисперсии функции распределения плотности вероятности для разных литологических типов, в результате чего вид статистического распределения упругих параметров в исследуемых интервалах имеет две моды. При этом в исследуемых толщах, каждая мода соответствует определенной геологической фации, имеющей пространственную ограниченность по латерали.

Размеры геологических тел, свойственных тюменской свите, ачимовскому клиноформенному комплексу и покурской свите Западной Сибири, достаточны для их идентификации, прослеживания и выделения на сейсмических данных. При этом прогноз свойств внутри геологических объектов по сейсмическим данным должен проводиться в соответствии с их пространственными размерами.

3. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОБЛЕМ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ В ЛАТЕРАЛЬНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

В данной главе рассмотрены проблемы, возникающие в процессе использования алгоритмов и методов инверсионных преобразований при работе в условиях латерально-неоднородной среды, вызванные необходимым упрощением геологической модели.

Частотный состав результата детерминистической инверсии можно представить в виде совокупности спектров [80, 126]:

- низкочастотной модели, полученной путем интерполяции кривых импеданса в межскважинном пространстве;
- сейсмического волнового поля.

При геостатистической инверсии для каждой реализации данная совокупность спектров дополняется моделью вертикальной вариограммы [126], описывающей высокочастотную составляющую (рисунок. 3.1).

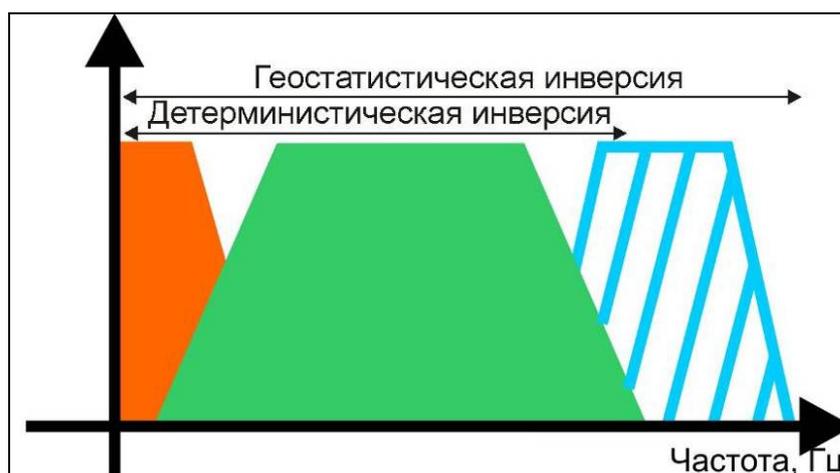


Рисунок 3.1. Частотный спектр результата сейсмической инверсии: оранжевый цвет – спектр низкочастотной модели; зеленый цвет – спектр сейсмического поля; голубой цвет – спектр модели вертикальной вариограммы.

Влияние упрощений модели среды на результат сейсмической инверсии, в частности, применение стационарной модели, локализовано в рамках использования низкочастотной фоновой модели и высокочастотной модели вариограмм, которые являются результатом интерполяции скважинных данных. Существует множество методов интерполяции, наиболее широко используется кригинг и методы, основанные на нем [82, 106].

В данной работе, практические проблемы инверсионных методов рассмотрены на примере геостатистического подхода к инверсии, так как влияние модели на его результат выше. Повышенное влияние модели в случае геостатистической инверсии обусловлено двумя

факторами: использованием дополнительно к низкочастотной составляющей модели высокочастотной модели вариограмм; решением прямой задачи при расчете каждой новой трассы. В то же время рассмотренные в главе проблемы касаются и детерминистического подхода в том случае, если в качестве фоновой низкочастотной модели используется результат геостатистической интерполяции свойств в межскважинном пространстве.

В дальнейшем совокупность низкочастотной модели и модели вертикальной вариограммы, описывающей высокочастотную составляющую, будем называть «интерполяционной моделью». Влияние интерполяционной модели и особенностей алгоритмов решения обратной задачи на результат инверсии рассмотрено на примере 2D и 3D моделирования.

3.1. Площадное моделирование 2D

Интерполяционная модель является сглаженным приближением реальной среды. Область влияния и закон приращения значений задаются на основании результатов анализа пространственного изменения свойств по площади. Однако закон приращения, описываемый вариограммой, является сглаженной функцией, лишенной локальных экстремумов. Его использование справедливо для однородных толщ.

Для иллюстрации влияния интерполяции скважинных данных на результат геостатистической инверсии создана модель импеданса, представленная на рисунке 3.2. Модель является схематическим фрагментом карты значений акустического импеданса, рассчитанного в интервале отложений тюменской свиты одной из площадей Западной Сибири. Красным прямоугольником на рисунке 3.2 отмечена область, вынесенная на рисунки 3.4 - 3.7. На рисунке также приведен результат интерполяции импеданса между скважинами, полученный способом кригинга.

При моделировании инверсионного алгоритма использовались методы SGS (рисунок 3.4а), SGS collocated [80] (рисунок 3.4б). Алгоритм SGS collocated представляет собой реализацию алгоритма SGS, однако вместо кригинга в основе интерполяционного инструмента выступает «совместный кокригинг» (collocated cokriging) [20, 80]. Совместный кокригинг дополняет уравнение кригинга использованием второй переменной y_i , имеющей корреляционную связь с первой переменной x_i . При этом в качестве первой переменной выступает скважинная информация, а в качестве второй переменной – сейсмические данные. Метод SGS характеризует результат решения обратной задачи методом геостатистической

интерполяции (рисунки 3.3, 3.5), метод SGS collocated – геостатистической инверсии (рисунок 3.6).

Качественный анализ результатов моделирования показывает, что, в целом, осредненные модели по 30 реализациям, представленные на рисунке 3.3, схожи между собой. Сохраняется вертикальный градиент изменения свойств. Результат восстановления модели без использования сейсмических данных более сглажен и лишен деталей. При этом чем менее детально выборка данных бурения описывает изучаемую площадь, тем более сглаженным будет результат интерполяции. Примеры реализаций обоих подходов приведены на рисунках 3.4 и 3.5.

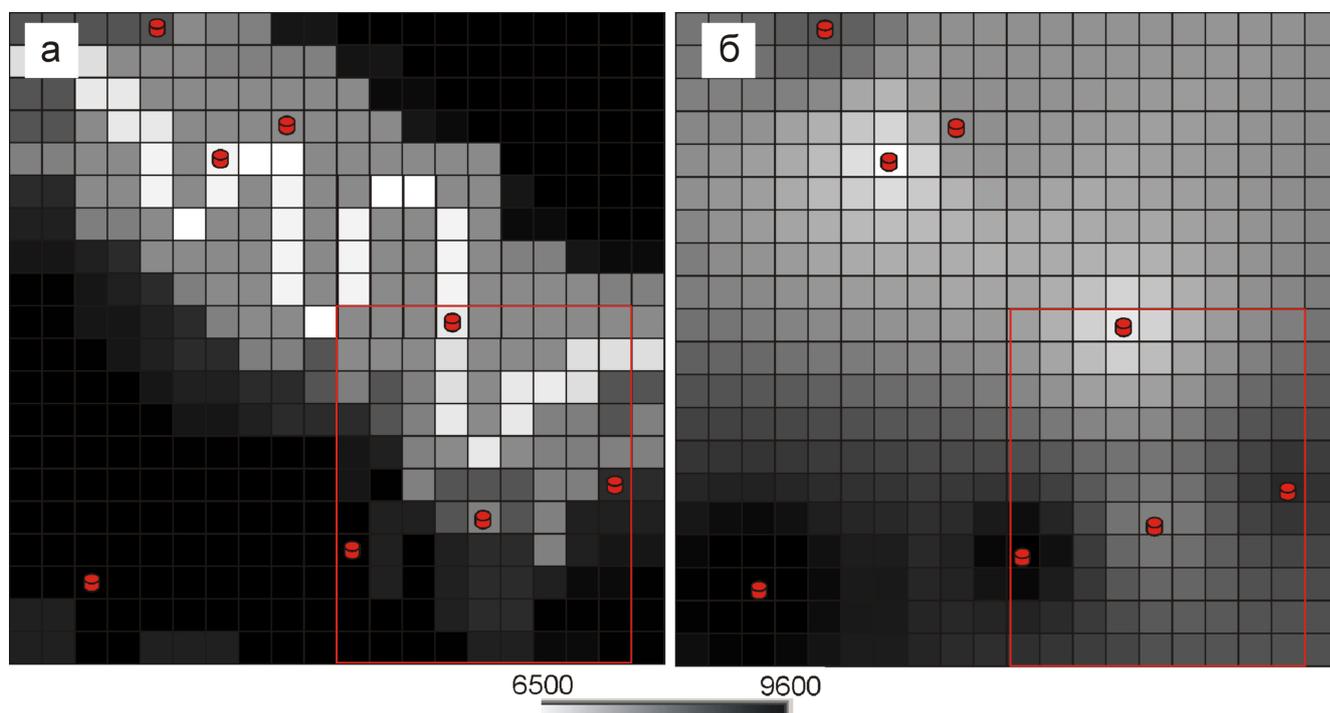


Рисунок 3.2. Площадное моделирование: а - модель распределения значений акустического импеданса; б - результат интерполяции скважинных значений в межскважинном пространстве (кригинг). Красными цилиндрами отмечено положение скважин.

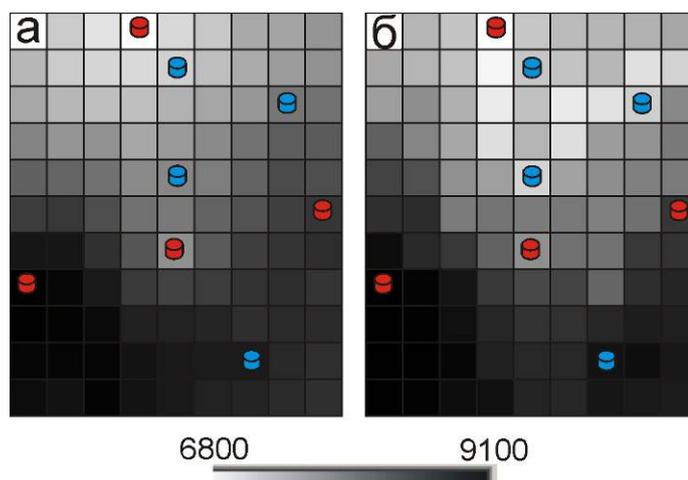


Рисунок 3.3. Фрагменты результатов: а – геостатистической интерполяции (SGS); б – геостатистической инверсии (SGS collocated). Красными цилиндрами отмечено положение скважин, синими цилиндрами – положение контрольных точек.

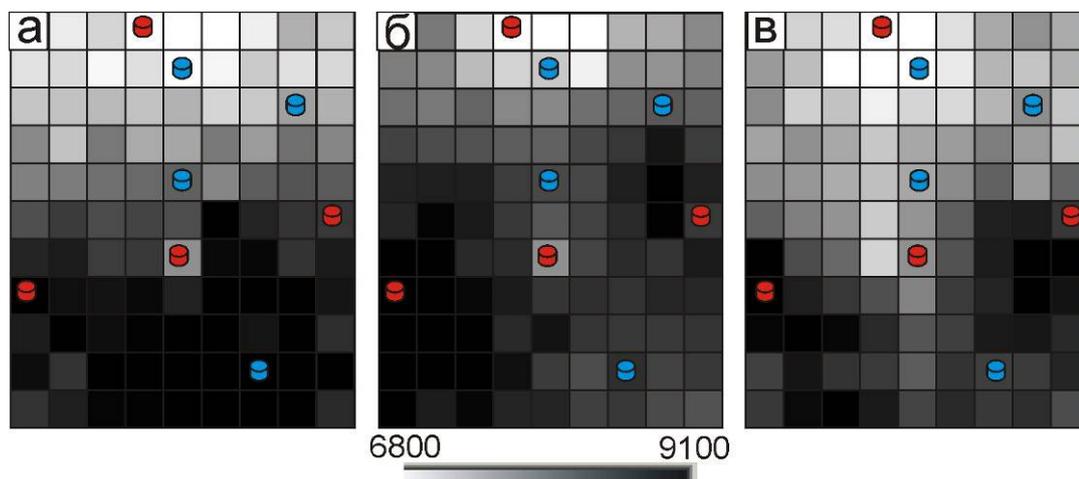


Рисунок 3.4. Первые три реализации модели методом геостатистической интерполяции. Красными цилиндрами отмечено положение скважин, синими цилиндрами – положение контрольных точек.

На картах отклонений от среднего значения, приведенных на рисунке 3.6, видна зональность областей, вызванная интерполяцией. Для алгоритма SGS область наибольшей неоднозначности связана с неравномерным покрытием площади скважинными данными – уменьшением количества информации в северной части (рисунок 3.6а). Аналогичная карта, построенная для метода SGS collocated (рисунок 3.6б) не имеет явной зональности.

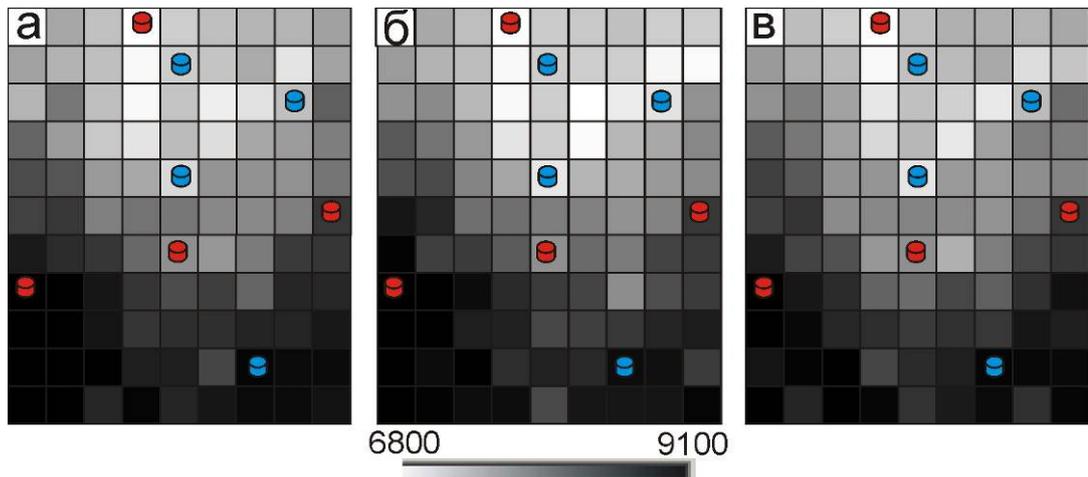


Рисунок 3.5. Первые три реализации модели методом геостатистической инверсии. Красными цилиндрами отмечено положение скважин, синими цилиндрами – положение контрольных точек.

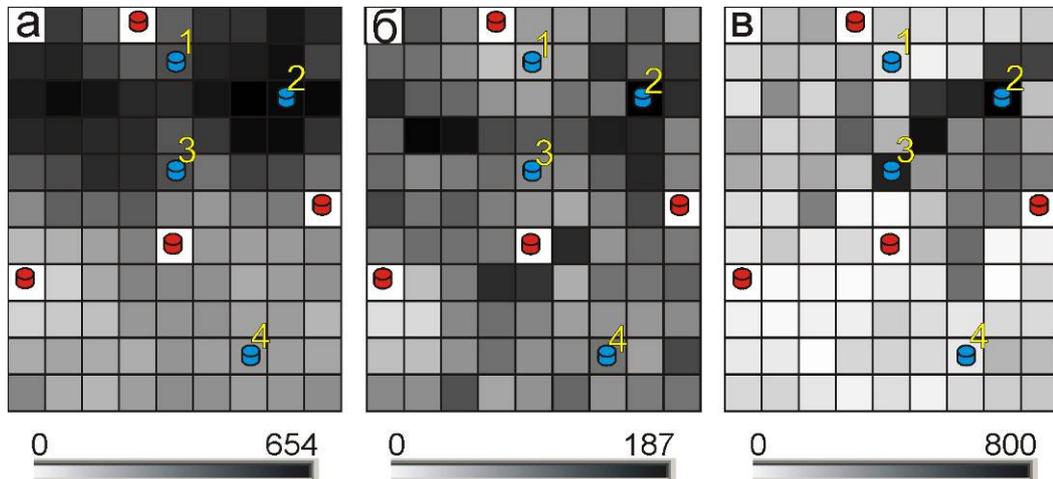


Рисунок 3.6. Результаты моделирования: а – среднее отклонение от среднего значения геостатистической интерполяции; б - среднее отклонение от среднего значения геостатистической инверсии; в – невязка между средними значениями геостатистической интерполяции и геостатистической инверсии. Красным цветом отмечено положение скважин, синим цветом – положение контрольных точек.

Разница между значениями средней реализации методов приведена на рисунке 3.6в. Рисунок является примером того, что наиболее существенная разница между геостатистической интерполяцией и геостатистической инверсией соответствует областям локальных неоднородностей модели, в исследуемом случае – палеоруслу. При этом наименьшие ошибки будут в области влияния скважин, вскрывающих объект (точка 1 на рисунке 3.6), а наибольшие - в точках, подверженных влиянию скважин, вскрывающих фоновые отложения (точки 2, 3 на рисунке 3.6).

Количественный анализ результатов подтверждает сделанные выше выводы. В таблице 3.1 приведены значения импеданса исходной модели и результатов моделирования, извлеченные в точках 1, 2, 3, 4, отмеченных на рисунке 3.6. Наибольшие ошибки соответствуют точкам 2, 3, расположенным в теле объекта (область наибольшей неоднородности модели) наименьшие – точкам 1, 4, расположенным в области равномерного распределения свойств.

Таблица 3.1. Значения импеданса ($\text{м/с}\cdot\text{г/см}^3$) в точках анализа

Номер точки анализа	1	2	3	4
Исходная модель	7700	6900	6800	9000
SGS	7213	8031	7884	8859
SGS collocated	7307	7232	7191	8930

Площадное моделирование показывает, что результат геостатистической интерполяции и геостатистической инверсии в латерально-неоднородной среде зависит от выборки данных бурения и взаимного расположения геологических неоднородностей и скважин. Неправомерное применение стационарной модели приводит к возникновению ошибок прогноза и неравнозначности влияния каждой скважины, вызванной ее пространственным положением. В связи с этим можно сделать вывод, что результат прогноза в латерально-неоднородной среде подвержен искажениям, зависящим от совокупности входных данных, оценить величину которых на реальном материале затруднительно.

3.2. Моделирование 3D

Геологическим аналогом 3D модели выбран стратиграфический интервал, соответствующий пластам ПК18-19 покурской свиты Западной Сибири.

При создании модели использовался набор каротажных кривых по скважине «Well-1». Скважина вскрывает фоновые отложения, и функция статистического распределения упругих свойств в пластах ПК18-19 в ней имеет вид, близкий к нормальному (рисунок 3.7а).

Для моделирования латерально-неоднородной среды на основе скважины «Well-1» была создана псевдоскважина «Well2-1», для которой значение медианы функции плотности вероятности было смещено в соответствии с положением медианы аллювиальной фации,

полученной по результатам оценки статистического распределения свойств имеющегося массива скважин (рисунок 3.7б).

Моделирование осуществлялось путем интерполяции свойств между скважинами «Well-1» и «Well2-1», расположенными на границах фаций, при этом в центре канала толщина пласта увеличена в соответствии с реальным аналогом (рисунок 3.8а). Под термином «канал» автор подразумевает объемное тело, расположенное в центре модели, параллельно оси X , отождествляемое с руслом палеореки и заполненное свойствами аллювиальной фации.

Модель 3D создавалась путем заполнения куба полученными разрезами (рисунок 3.8). Размеры куба составляли:

- 5000 м по оси, перпендикулярной каналу (ось Y);
- 10000 м по оси, параллельной каналу (ось X).

Ширина канала – 600 м. Толщина канала – 50 м. Шаг дискретизации по латерали выбран равным 25 м, по вертикали – 1 мс. Синтетическое волновое поле получено путем свертки с импульсом Рикера частотой 35 Гц.

Итоговая модель представляет собой однородную, симметричную относительно осей координат среду с расположенным в центре параллельно оси X каналом и содержит две фации, которым соответствуют две моды функции распределения плотности вероятности:

- аллювиальную фацию;
- фацию «фоновых» отложений.

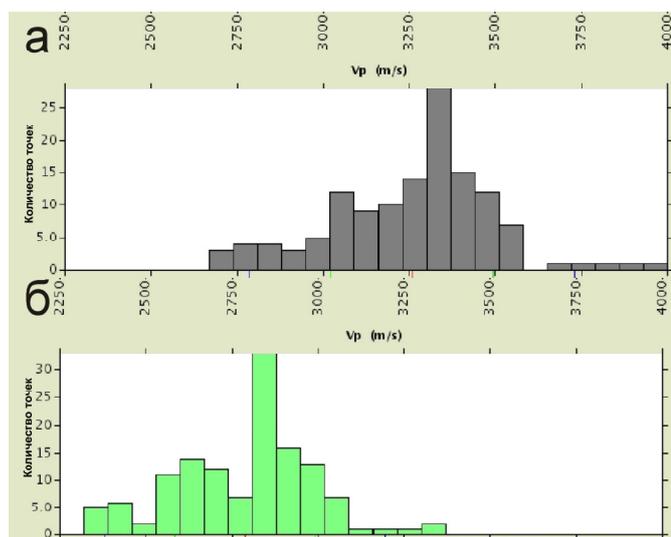


Рисунок 3.7. Функции плотности вероятности двух фаций синтетической модели: а – фация «фоновых» отложений; б – аллювиальная фация.

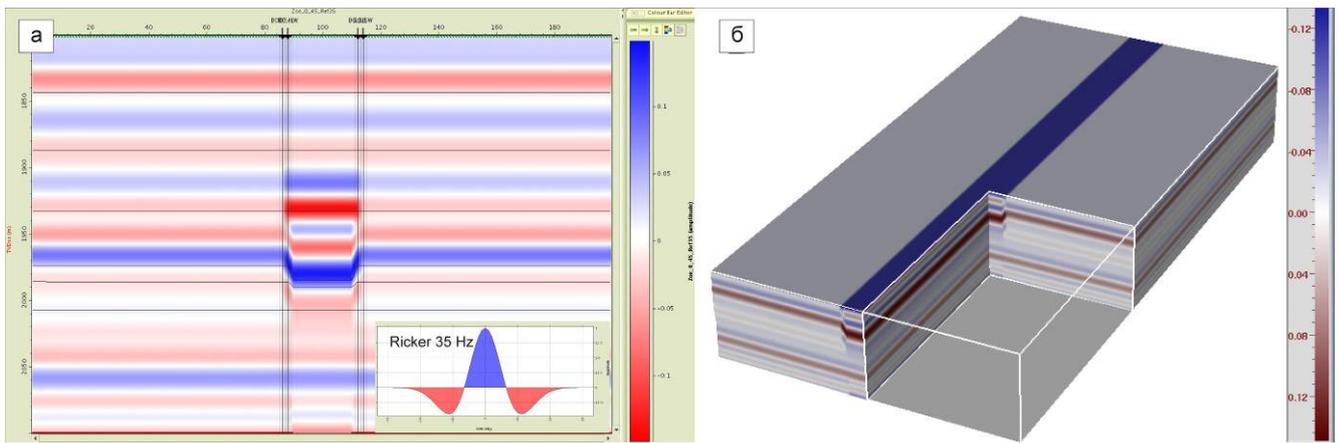


Рисунок 3.8. Построение 3D модели: а – синтетический сейсмический разрез; б – срез объединенного куба 3D.

Влияние интерполяционной модели на результат инверсии в латерально-неоднородной среде оценивалось на примере четырех выборок скважинных данных (рисунок 3.9). Псевдоскважины Well1-1, Well1-2, Well1-3 являются полными копиями скважины Well-1, одинаковы между собой и отличаются только координатами. Координаты псевдоскважин, составляющих выборки, приведены в таблице 3.2.

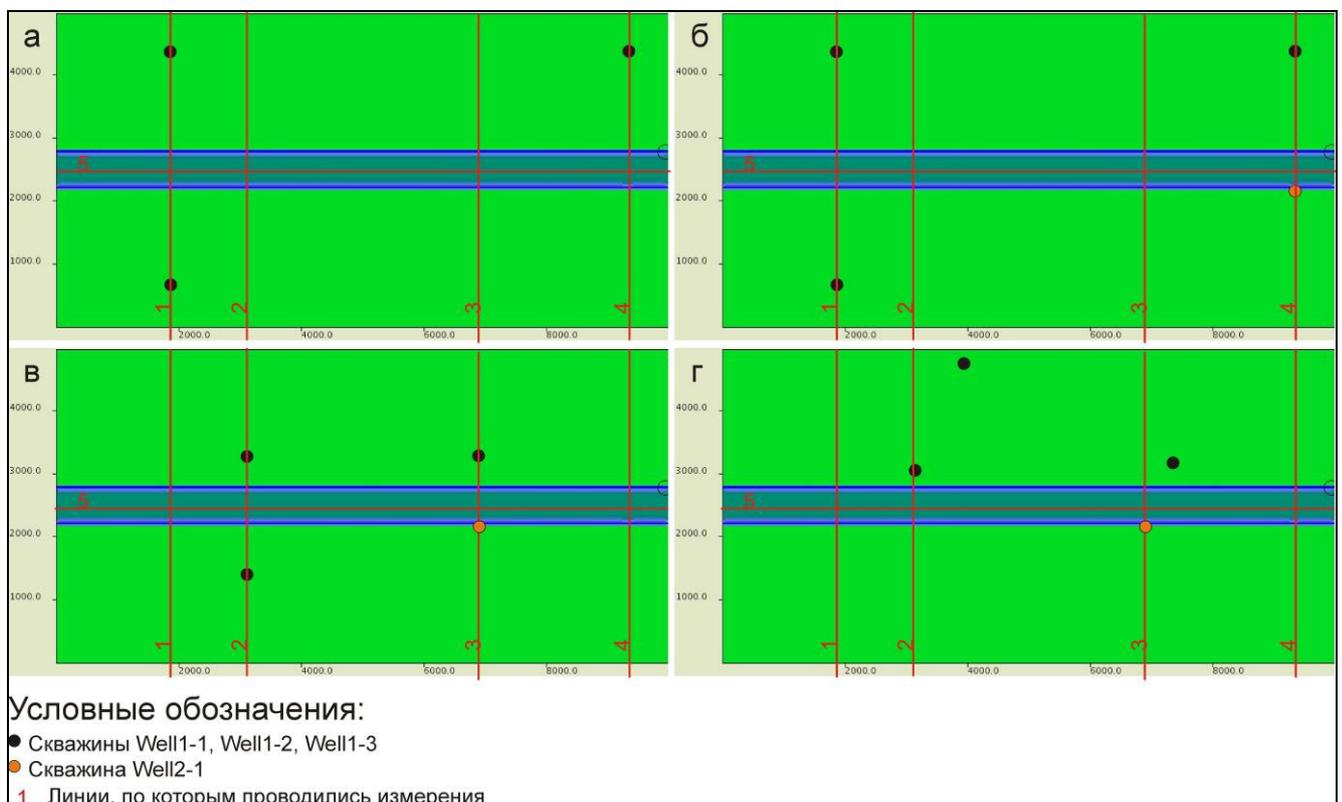


Рисунок 3.9. Схема расположения элементов модели: а – выборка 1; б – выборка 2; в – выборка 3; г – выборка 4.

Таблица 3.2. Пространственное положение псевдоскважин, участвующих в выборке

Выборка	Well1-1		Well1-2		Well1-3		Well2-1	
	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>
1	1850	675	1850	4375	9350	4375	-	-
2	1850	675	1850	4375	9350	4375	9350	2175
3	3125	1387.5	3125	3275	6875	3275	6875	2175
4	3143.5	3046.1	3941.2	4756.8	7339.9	3171.9	6875	2175

Выборки скважин определены таким образом, чтобы учесть влияние на интерполяционную модель и последующий результат инверсии функций, описывающих пространственное распределение свойств (вариограмм).

Результат проведения инверсии по первой выборке будет характеризовать случай неполноты информации, описывающей свойства геологических фаций изучаемой среды, так как в ней отсутствует скважина «Well2-1». Данный случай характерен для площадей, на которых бурение начато недавно, площадей, имеющих неравномерное распределение скважин, или площадей, на которых большинство пробуренных скважин не вскрывают изучаемый интервал.

В выборках 2 – 4 используется все четыре скважины. При этом по составу входных данных эти выборки идентичны. Разница заключается во взаимном расположении скважин. Отличием между второй и третьей выборками является изменение дистанции между скважинами, что отражается в изменении радиуса вариограммы. Четвертая выборка отличается от третьей поворотом азимута группы скважин на 25 градусов, остальные характеристики вариограммы, в том числе радиус, будут полностью совпадать.

Скважины, включенные в модель, соответствуют волновому полю и описывают две существующие фации. Расположение скважин на площади несимметричное, скважины не описывают геометрию положения сейсмических фаций. Такая ситуация является характерной для большинства исследуемых площадей.

Интерполяционная модель, при условии отсутствия скважины «Well2-1», представляет собой поле равных значений и не описывает свойства аллювиальной фации. Таким образом, скважина «Well2-1» является ключевой и оказывает основное влияние на описание законов пространственного изменения свойств среды (за исключением выборки 1).

Пример вариограммы в стратиграфическом интервале развития аллювиальной фации по выборке 2 приведен на рисунке 3.10. Значение $\gamma(h)$ рассчитывалось по формуле:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[(Z(x+h) - Z(x))^2], \quad (10)$$

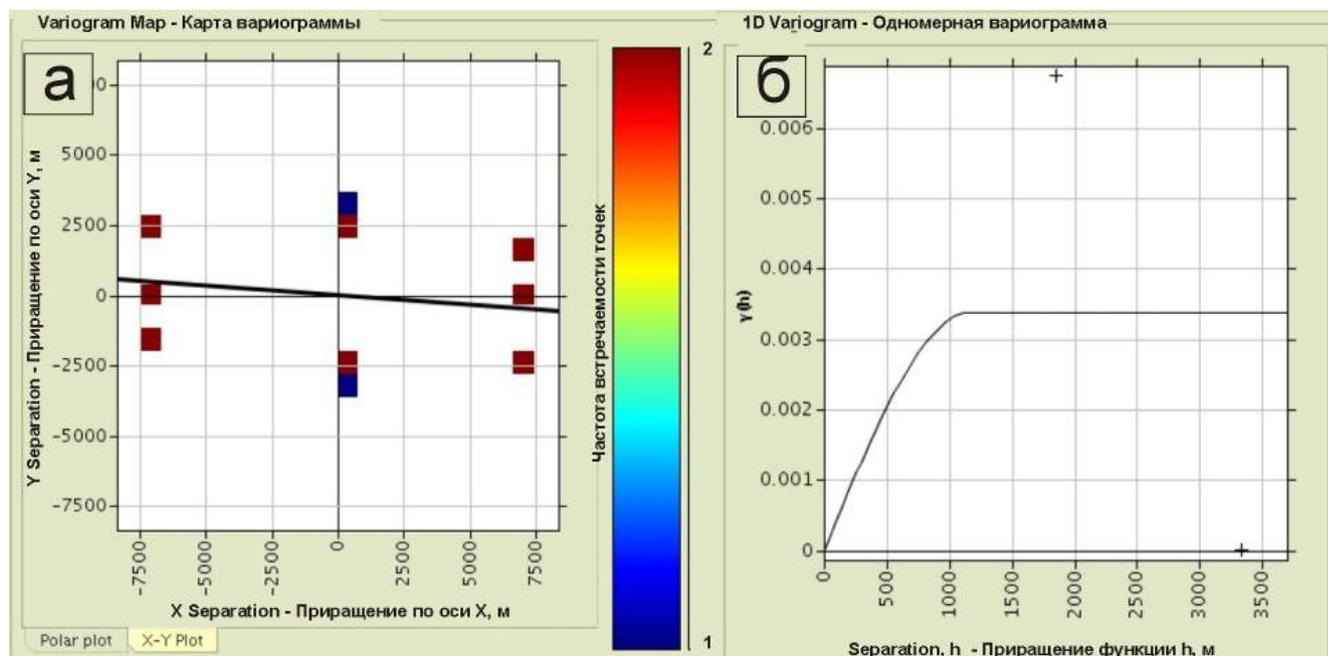


Рисунок 3.10. Модель вариограммы импеданса: а – карта вариограммы; б – одномерная вариограмма.

Приращение значения акустического импеданса относительно друг друга в скважинах «Well1-1», «Well1-2», «Well1-3» равно нулю. Изменение значений происходит по направлениям, связывающим скважину «Well2-1» с остальными скважинами площади, это приводит к тому, что интерполяционная модель, описывающая положение скважин на симметричной относительно осей X, Y модели, становится азимутальной.

Количественная оценка соответствия исходной и интерполяционной моделей проводилась по обзорным линиям (рисунок 3.9): 1 – $X = 1850$; 2 – $X = 3125$; 3 – $X = 6875$; 4 – $X = 9350$; 5 – $Y = 2500$.

Области максимального несоответствия исходной и интерполяционной моделей соответствуют палеоканалу и юго-восточной области площади, на которую оказывает влияние скважина Well-2-1. Невязка исходной модели и интерполяционной модели в палеорусле превышает $1000 \text{ м} \cdot \text{с} \cdot \text{г} / \text{см}^3$ (20%).

Рисунок 3.11 иллюстрирует изменение поля интерполяционной модели в зависимости от выборки входных данных. На рисунке представлено сопоставление исходной модели импеданса и результата интерполяции свойств в межскважинном пространстве по обзорным

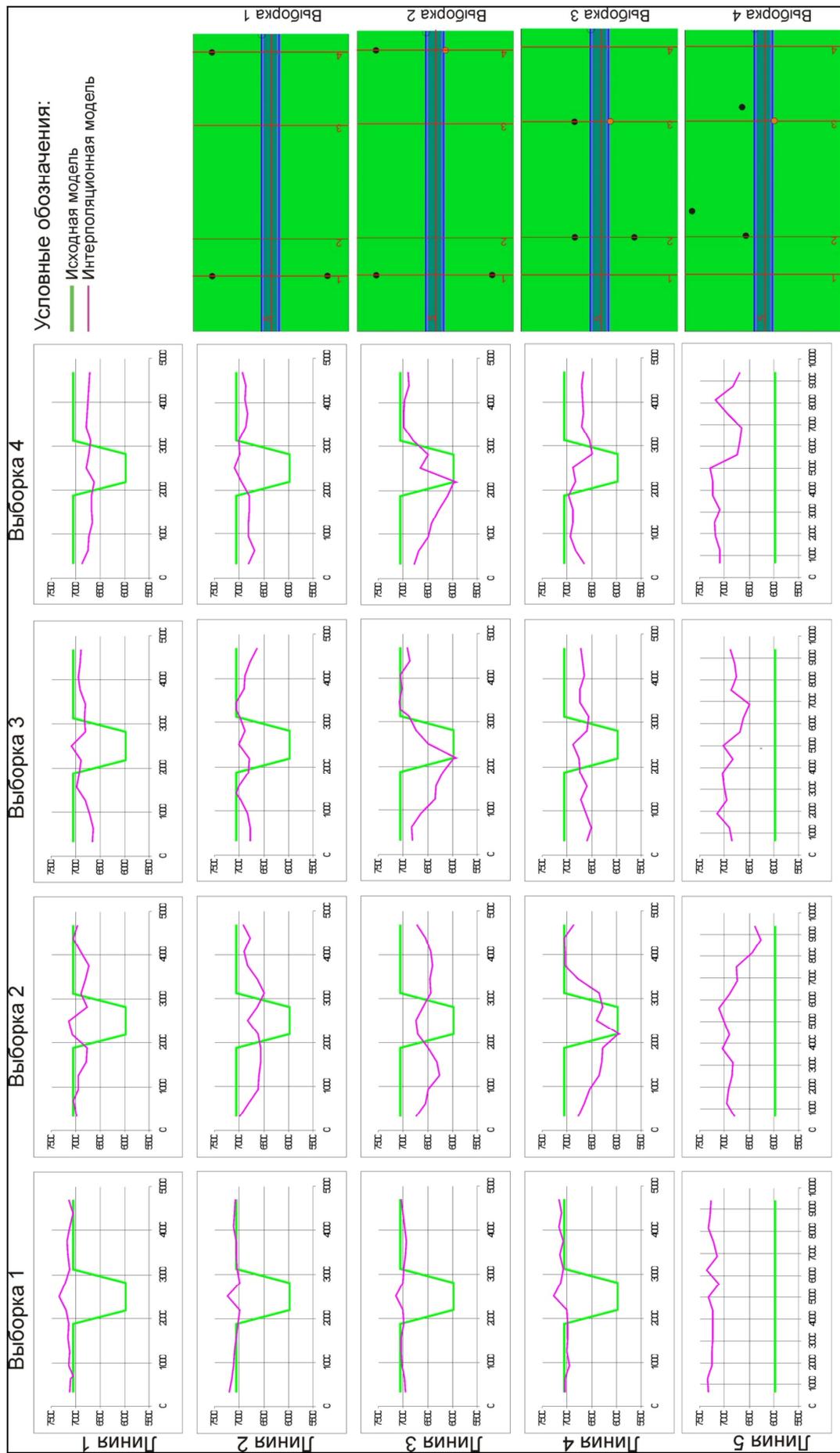


Рисунок 3.11. Сопоставление полей исходной и интерполяционной моделей

линиям и приведены графики, иллюстрирующие распределение импеданса в пространстве вместе со схемами, показывающими взаимное расположение канала, скважин и обзорных линий для каждой выборки данных. При сопоставлении результатов можно сделать следующие выводы:

- при отсутствии данных о наличии второй фации в модели (выборка 1) средняя невязка в пределах фации «фоновых» отложений минимальна и стремится к нулю, однако в пределах аллювиальной фации невязка достигает максимальных значений;
- изменение радиуса и азимута вариограммы приводит к изменению распределения по площади невязок между исходными данными и интерполяционной моделью;
- невозможность учета положения геологических фаций на площади по данным бурения в рамках применения современных подходов к интерполяции, приводит к существенным искажениям прогноза, величина ошибок в реальных условиях практически не поддается оценке.

По 3D модели проведена геостатистическая инверсия акустического импеданса по алгоритму SGS [80]. Инверсия проводилась для случаев 25%, 50% и 75% влияния сейсмических данных. При этом все остальные параметры инверсии были равны. Использовался импульс Рикера 35 Гц, эквивалентный импульсу, с которым проводилась свертка при построении синтетической модели.

На разрезах импеданса (рисунок 3.12) влияние интерполяционной модели можно заметить на качественном уровне. Распределение импеданса в пространстве, в целом, пропорционально интерполяционной модели.

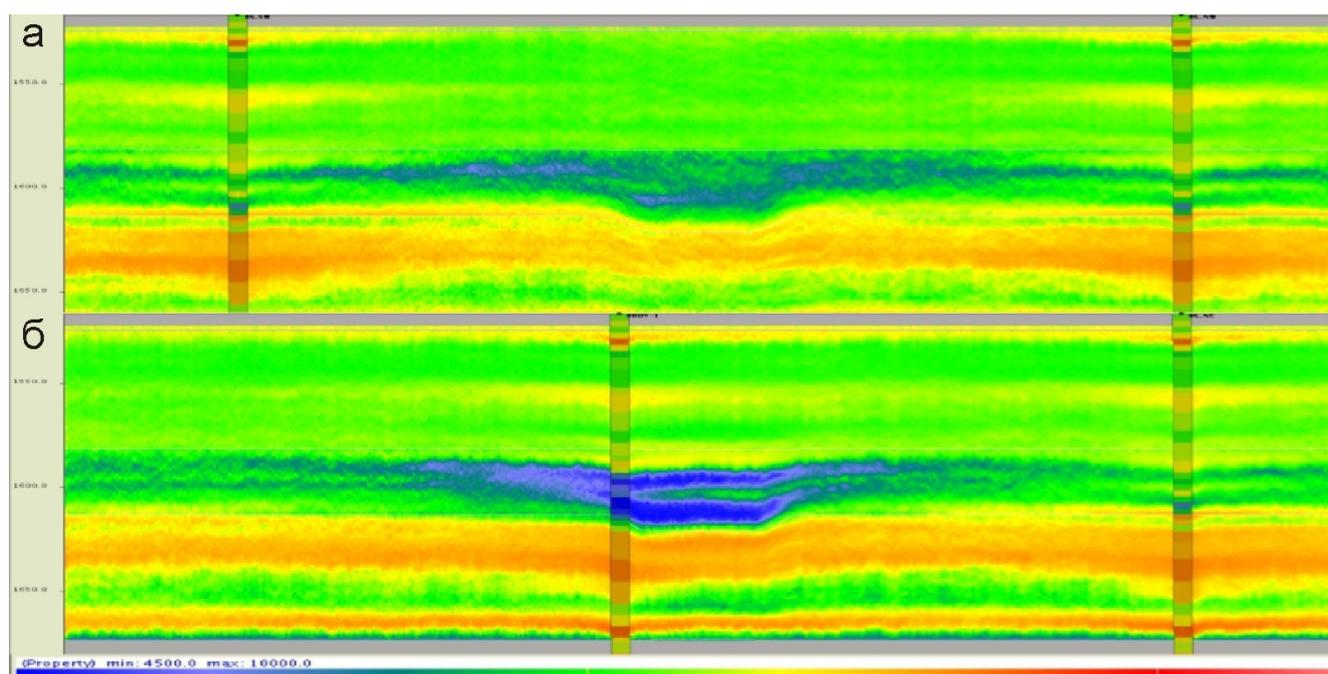


Рисунок 3.12. Фрагменты разрезов импеданса: а – линия 1; б – линия 4.

На рисунке 3.13 показаны значения импеданса, измеренные по обзорным линиям, аналогично примеру на рисунке 3.11. Кроме исходной модели сопоставлены результаты инверсии для случаев 25%, 50% и 75%-ного влияния сейсмических данных. Заметно, что использование сейсмического поля, позволяет снизить общий уровень невязки.

Одной из особенностей геостатистических алгоритмов инверсии, в частности, алгоритма, основанного на SGS [80], является то, что при создании поля импеданса сейсмическое поле формируется путем решения прямой задачи. Новые трассы создаются путем выбора наилучшей из заданного числа трасс, полученных прямым моделированием. Таким образом, при работе алгоритма не анализируется напрямую динамическая непрерывность синтетического поля. В совокупности с влиянием интерполяционной модели данная особенность алгоритма приводит к потере детальности результата инверсии относительно исходного сейсмического поля, сглаживанию границ между геологическими фациями. Рисунки 3.14 – 3.17 представляют собой стратиграфические срезы, измеренные на уровне 4 мс ниже кровли изучаемого пласта, и иллюстрируют влияние взаимного расположения скважин и крупных неоднородностей среды на результат инверсии.

Сопоставление результатов геостатистической инверсии, полученных по эквивалентным входным данным, показывает, что результат инверсии и распределение ошибок прогноза в латерально-неоднородной среде зависят от геометрии расположения выборки данных бурения и от взаимного расположения геологических фаций и имеющихся скважин.

При отсутствии данных о палеоканале в выборке псевдо-скважин невязка исходного значения и результата превышает 25%. Мода (медиана) функции распределения плотности вероятности аллювиальной фации смещается в сторону моды фации фоновых отложений, формируя общую функцию, имеющую вид распределения Гаусса (рисунок 3.18). В целом, ошибки восстановления свойств среды, характерные для интерполяционной модели, свойственны и результату сейсмической инверсии.

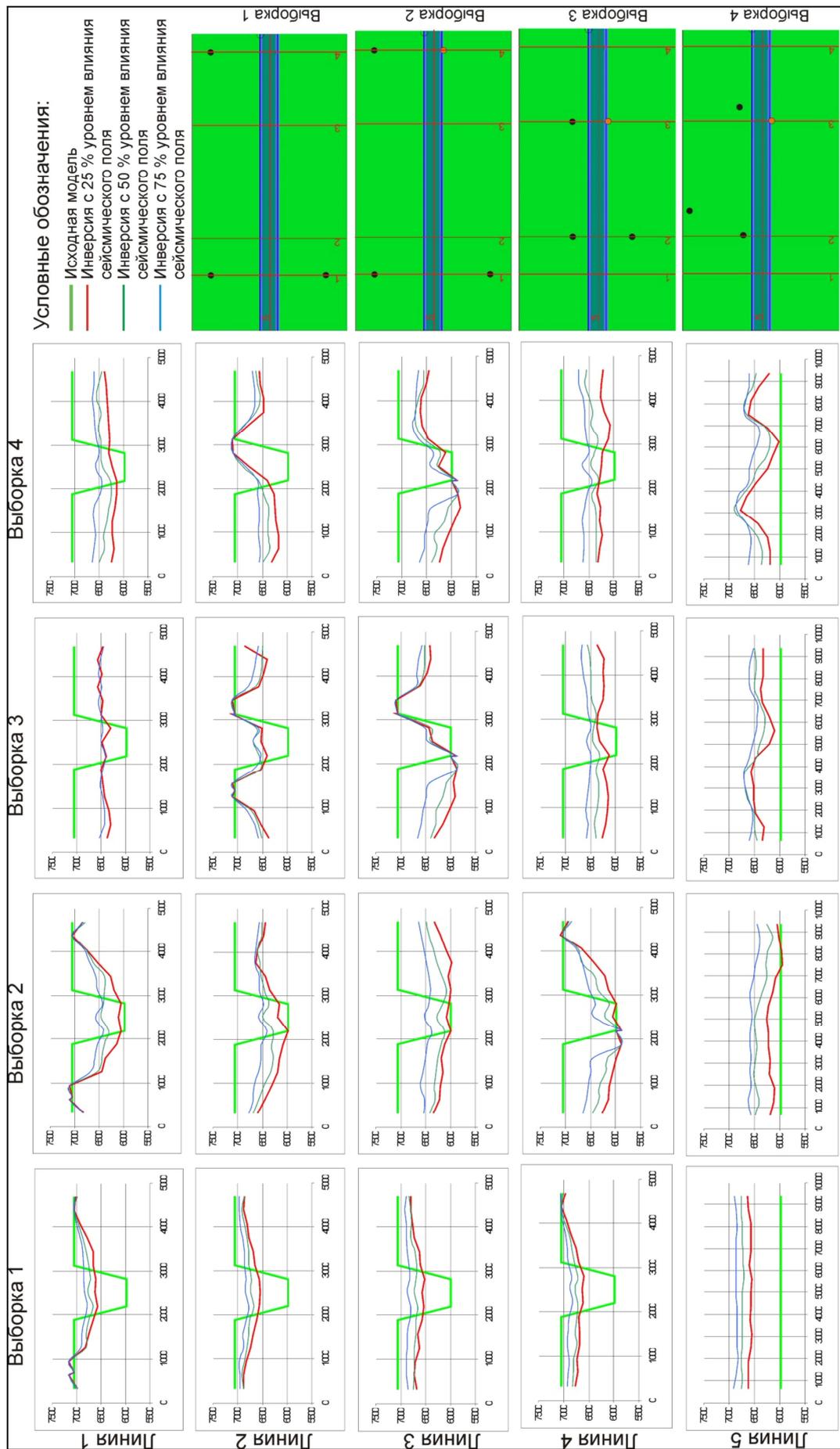


Рисунок 3.13. Сопоставление полей исходной модели и результата геостатистической инверсии.

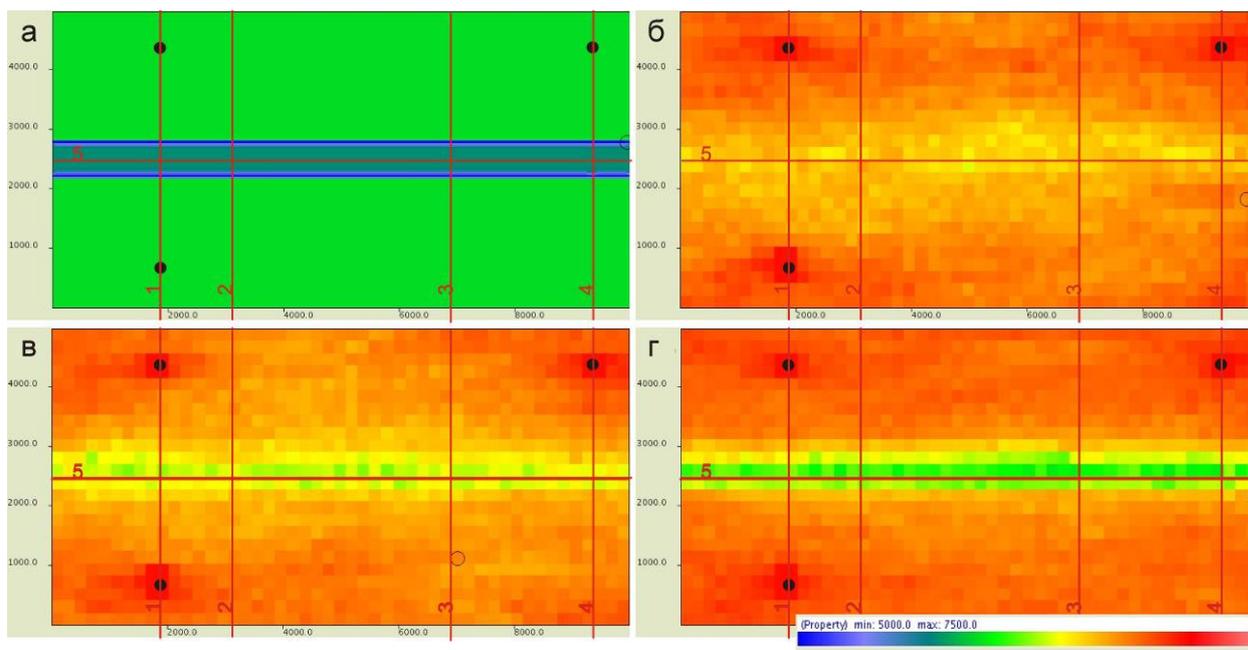


Рисунок 3.14. Результат геостатистической инверсии по выборке 1: а – срез сейсмического куба; б – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 25%; в – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 50%; г – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 75%.

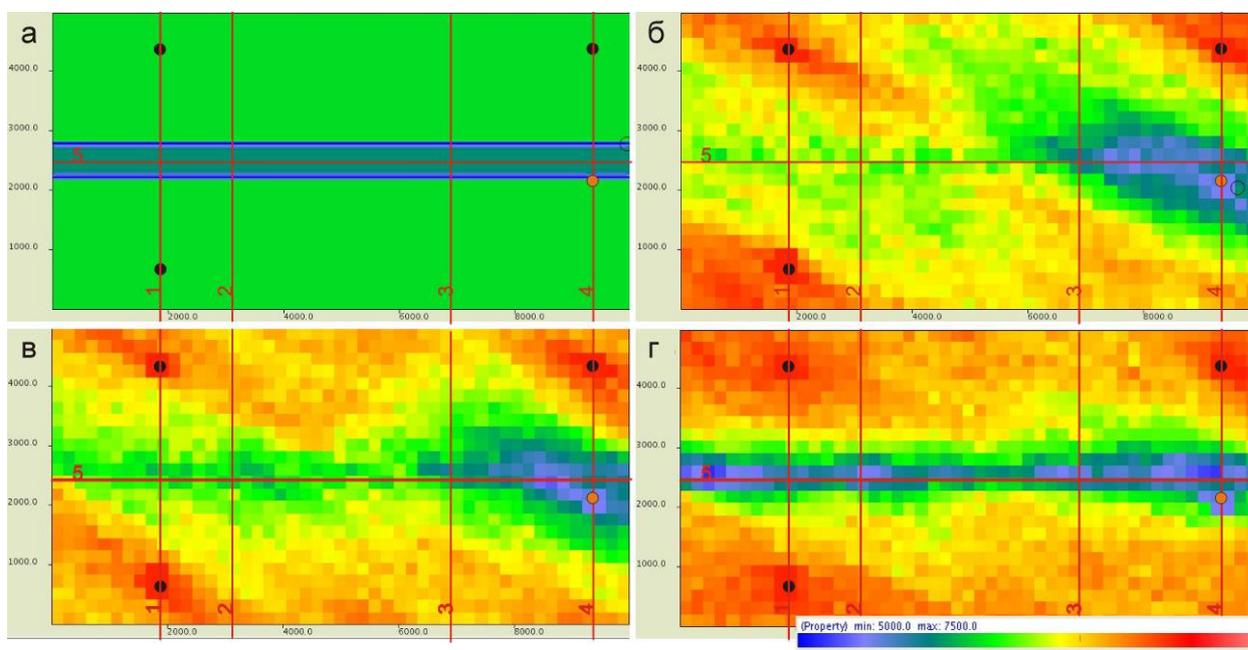


Рисунок 3.15. Результат геостатистической инверсии по выборке 2: а – срез сейсмического куба; б – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 25%; в – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 50%; г – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 75%.

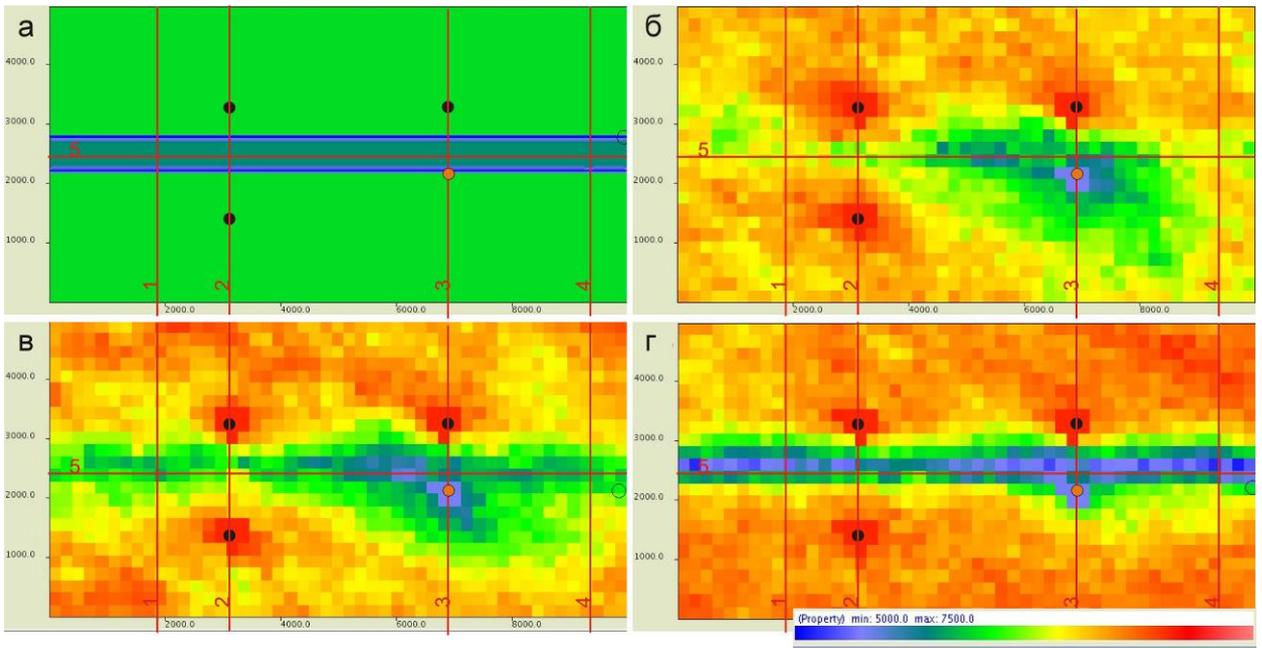


Рисунок 3.16. Результат геостатистической инверсии по выборке 3: а – срез сейсмического куба; б – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 25%; в – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 50%; г – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 75%.

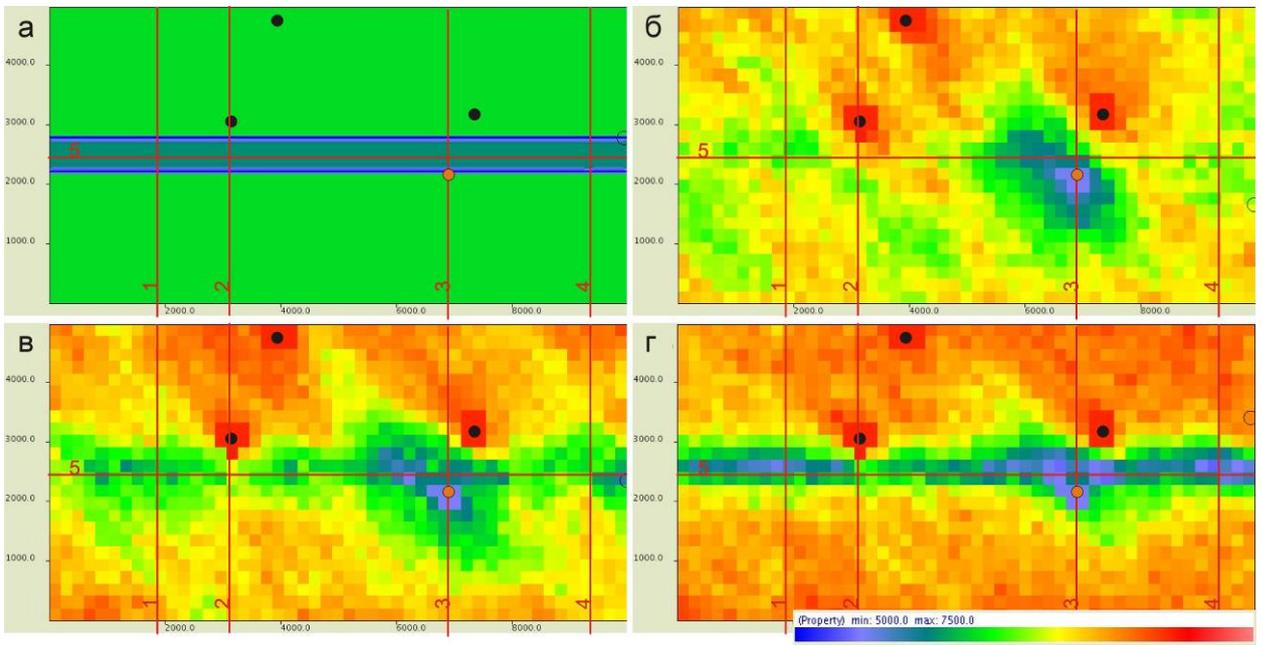


Рисунок 3.17. Результат геостатистической инверсии по выборке 4: а – срез сейсмического куба; б – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 25%; в – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 50%; г – срез куба импеданса, уровень влияния сейсмического поля 75%.

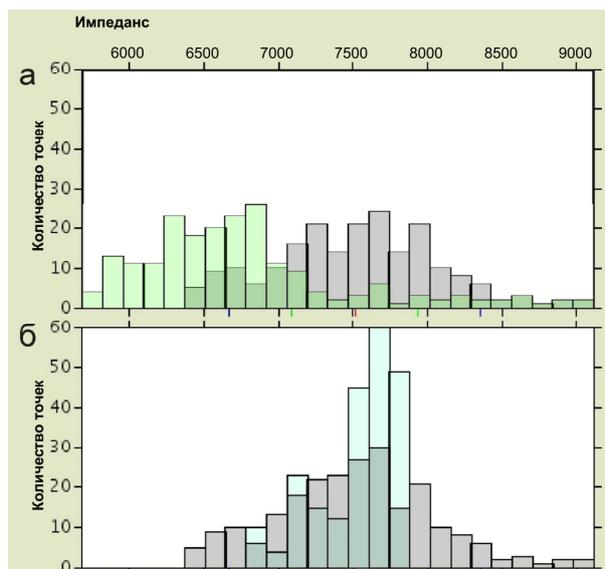


Рисунок 3.18. Функция плотности вероятности, построенная по данным скважины, расположенной в центре канала: а – исходной модели; б – результата инверсии по выборке 1.

3.3. Выводы по главе 3

В условиях латерально-неоднородной среды, упрощения при описании модели, одним из которых является использование стационарных функций, приводят к возникновению ошибок при пространственном распределении свойств, вызванных тем, что интерполяционная модель не учитывает глобальные неоднородности среды, наблюдаемые в сейсмическом поле.

Результат инверсии и распределение ошибок прогноза в латерально-неоднородной среде зависят от геометрии расположения выборки данных бурения и от взаимного расположения геологических фаций и имеющих скважин. При этом в реальных условиях величина ошибки практически не поддается оценке.

Применение стандартных подходов к проведению сейсмической геостатистической инверсии в условиях латерально-неоднородной среды связано с риском возникновения существенных искажений прогноза. Необходимо использовать методы, позволяющие оценивать неоднородность среды независимо от имеющейся выборки скважин, и методы компенсации влияния крупных неоднородностей среды на результат инверсии.

4. РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ В ЛАТЕРАЛЬНО-НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЕ

Неопределенность прогноза в условиях латерально-неоднородной среды связана с использованием упрощенной модели, которая не в полной мере описывает сложный характер изменения свойств пластов. Одной из причин использования такой модели является нерегулярный характер распределения по площади точек опробования свойств среды – скважин. Из-за этого выборка скважин может быть не представительной, а оценка статистического распределения свойств в среде и стационарности данного распределения необъективными. Следовательно, первым этапом необходимо разработать способ оценки стационарности распределения свойств среды, который должен быть независим от распределения по площади входных скважинных данных.

4.1. Способы оценки латеральной неоднородности геологической среды

4.1.1. Известные способы оценки латеральной неоднородности

Способы оценки латеральной неоднородности среды можно разделить на три группы:

- оценка по данным бурения;
- оценка по априорной геологической информации;
- оценка по сейсмическим данным.

Оценка по данным бурения. Основным способом оценки стационарности модели, используемым на практике, является изучение пространственного распределения и приращения свойств в точках опробования (скважинах). Главным критерием стационарности по входным скважинным данным является наличие нормального распределения свойств.

Слабостью оценки стационарности модели по данным бурения является то, что выборка скважин нерегулярна. Следовательно, она может не отображать в себе все фациальное разнообразие изучаемой среды и иметь неточности в описании пространственных характеристик геологических событий.

Оценка по априорной геологической информации. Под априорной геологической информацией подразумеваются данные региональной геологической модели, включающие в

себя исследования скважинной базы региона работ и изучения геологических обнажений. Наличие неоднородностей в изучаемой среде, приводящих модель среды к нестационарному виду, обусловлено условиями формирования осадков и протекающими в осадочных толщах геологическими процессами [11, 37, 44, 49, 64], вследствие этого геологическая априорная информация позволяет предполагать стационарный или не стационарный характер распределения свойств модели. В то же время модель одной и той же геологической среды может приниматься или не приниматься стационарной, в зависимости от масштаба области работ и ее положения, относительно основных неоднородностей среды.

При ряде допущений модель принимается стационарной в рамках определенных геологических фаций или участка площади [106]. Без знания о распределении в объеме изучаемых данных крупных неоднородностей априорная геологическая информация может являться критерием необходимости дополнительного изучения среды, особенно в случае непредставительной выборки данных бурения. В то же время априорная геологическая информация не является критерием, позволяющим надежно относить модель среды конкретного локализованного участка исследований к стационарному виду.

Оценка по сейсмическим данным. Сейсмические данные лишены основных недостатков первых двух способов, они регулярны и отражают в себе неоднородности геологической среды, размеры которых находятся в сейсмическом диапазоне частот [50]. При этом с использованием сейсмических данных в качестве материала для оценки стационарности модели связана проблема, заключенная в том, что изменение характеристик волнового поля носит относительный характер.

Наблюдаемое латеральное распределение динамических параметров сигнала является следствием влияния множества факторов помимо изменения упругих свойств среды, в том числе интерференции и процедур обработки [6, 71]. В связи с этим изменение значений динамического параметра сейсмической записи не может служить надежным критерием оценки стационарности модели. В то же время наличие сейсмических аномалий, которые по морфологическим особенностям могут быть отождествлены с определенными геологическими событиями, позволяет использовать априорную геологическую информацию для оценки стационарности модели предметно, локализуя ее действие [34].

Неоднородности среды, размер которых сопоставим с длиной волны или превышает ее, оказывают влияние на вид сейсмической трассы в изучаемом интервале (рисунки 4.1, 4.2). Статистический анализ формы сигнала в пределах стратиграфических комплексов способствует оценке стационарности среды, исходя из неоднородности состава сейсмических данных. Однако оценка стационарности модели важна для процедур, связанных с распространением свойств (интерполяция, экстраполяция), и способ, основанный на

сейсмических данных, должен быть направлен на оценку однородности сейсмического материала с точки зрения корректной работы тех процедур, которые используются в работе.

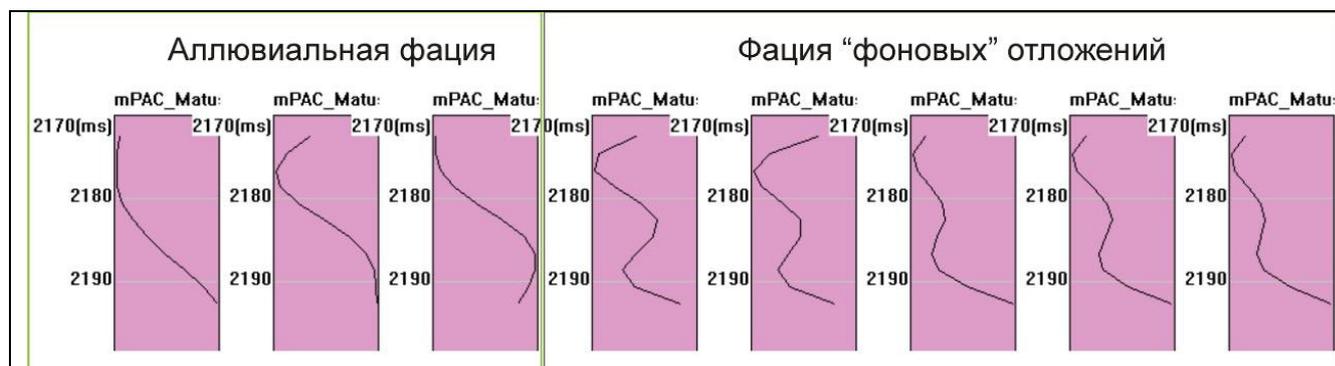


Рисунок 4.1. Основные классы формы сейсмической записи в интервале пласта, характеризующегося неоднородным изменением свойств по латерали.

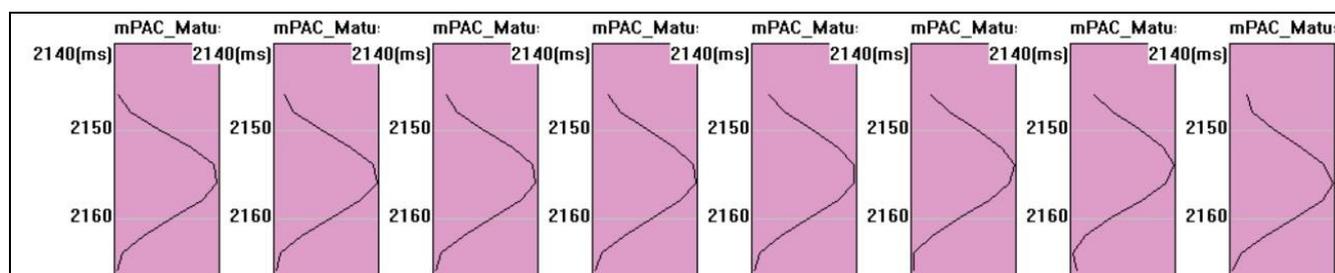


Рисунок 4.2. Основные классы формы сейсмической записи в интервале пласта, имеющего равномерное распределение свойств.

В качестве примера, можно рассмотреть работу алгоритма сейсмической геостатистической инверсии, основанной на алгоритме SGS [80] в модели, которая по данным бурения стационарна, а по сейсмическим данным содержит множество распределенных по площади неоднородностей. Моделирование новых трасс импеданса для каждой реализации происходит путем решения прямой задачи. При этом задается число синтетических трасс n , которые сопоставляются с сейсмической трассой, и задается допустимое значение коэффициента корреляции R_{don} . На вход поступает трасса, соответствующая области неоднородности сейсмических данных. При работе алгоритма создается n трасс, в основе которых лежат функции, описанные вертикальной и горизонтальной вариограммами, а также функция распределения плотности вероятности. Как следствие, вид модельной трассы в интервале анализа близок к виду наблюдаемой сейсмической трассы в точке заложения скважин. Если в исследуемом интервале сейсмическая трасса, соответствующая точке расположения скважины, и сейсмическая трасса, соответствующая области неоднородности волнового поля, имеют низкий уровень корреляции, $R < R_{don}$, работа алгоритма будет

нестабильной, и результат восстановления свойств в областях неоднородностей не будет соответствовать сейсмическим данным. Влияние такого несоответствия будет особенно ощутимо при работе с геологическими объектами, такими как карбонатные постройки и русла палеорек [35].

4.1.2. Способ оценки вариаций коэффициента корреляции волнового поля

Предлагаемый автором способ основан на изучении пространственных вариаций корреляции сейсмических трасс внутри сейсмостратиграфических комплексов и направлен на оценку эффективности проведения процедур интерполяции (экстраполяции) для решения поставленных геологических задач [36, 37], а также соответствия распределения неоднородностей сейсмического диапазона частот принятой модели.

В рамках предложенного способа изучение вариограмм приращения значений для сейсмических данных заменено изучением приращения корреляции. Коррелограмма в данном случае иллюстрирует изменение корреляции волнового поля (ось Y) между точкой $A(x_1, y_1)$ и точкой $B(x_h, y_h)$ в зависимости от длины вектора h (ось X), соединяющего эти точки. При этом точки A и B занимают все возможные положения на изучаемой площади.

Коррелограмма может служить для оценки характера изменения свойств и оценки стационарности функции, описывающей это изменение. На основании анализа коррелограмм могут быть определены следующие параметры:

- азимут наиболее интенсивного изменения свойств;
- предельные размеры областей устойчивой корреляции;
- положение областей неоднородности относительно центра площади.

На рисунке 4.3 приведено сопоставление вариограммы и коррелограммы, полученных по идеальной модели, описанной в разделе 3.2 (рисунок 3.8). Вариограмма построена по регулярной сети скважин, соответствующей положениям пересечений осей Inline и Xline сейсмических данных, т.е скважины занимают все возможные положения на площади. На рисунке 4.3 заметно, что в случае, если сеть скважин регулярна и на изменение свойств среды влияют только неоднородности сейсмического диапазона частот, то вариограмма, построенная по скважинам, и коррелограмма, построенная по сейсмическому материалу, соответствуют друг другу.

Построение коррелограммы вдоль определенного азимута позволяет определить направления наиболее и наименее интенсивного изменения свойств. На рисунке 4.4. представлены примеры коррелограмм, построенных вдоль азимутов 90° и 0° по модели, представленной в разделе 3.2. При этом в случае, если выбран азимут 0° , изменения свойств не происходит (линия проходит вдоль канала), что отражено на коррелограмме. Таким образом, существует теоретическая возможность корректировать закон приращения свойств, определенный по вариограмме, с учетом коррелограмм.

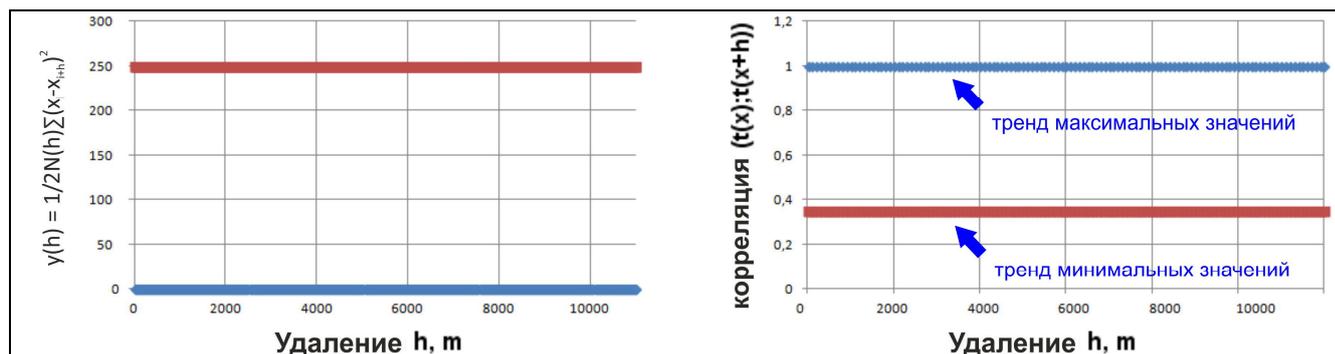


Рисунок 4.3. Сопоставление вариограммы (слева), построенной по регулярной сети скважин, и коррелограммы (справа), построенной по сейсмическим данным.

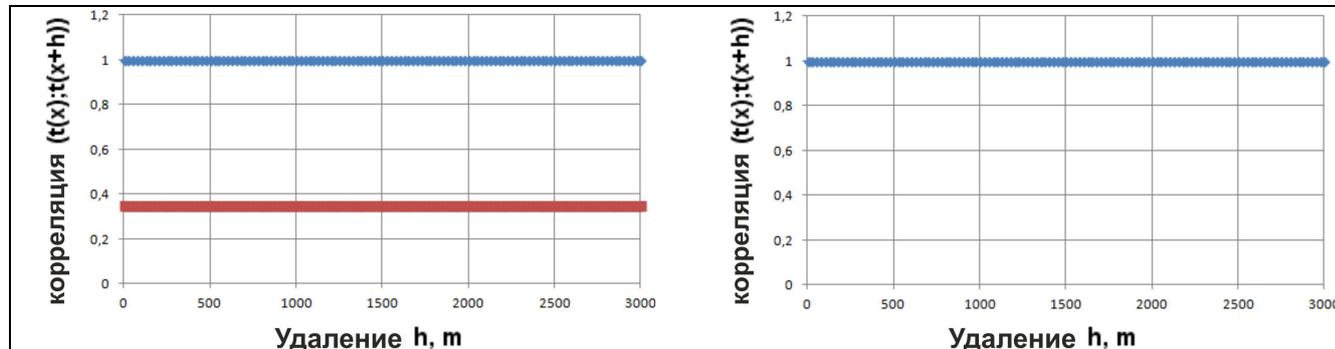


Рисунок 4.4. Сопоставление коррелограммы, построенной по азимуту 90° (слева), и коррелограммы, построенной по азимуту 0° (справа).

Пример коррелограммы в интервале пласта, модель которого не стационарна в масштабе сейсмических данных, приведен на рисунке 4.5, где представлен результат спектрального разложения, визуализированный по технологии цветового смешивания, 1D вариограмма акустического импеданса, построенная по данным бурения, и 1D коррелограмма, построенная по сейсмическим данным. Две области: северная, обладающая повышенными коллекторскими свойствами, и южная, преимущественно заглинизированная, - наблюдаемые на результате спектрального разложения, разделены линией глинизации, отмеченной красным пунктиром.

Ниже пунктирной линией отложения заглинизированы. Такой вид коррелограммы принимается характерным для моделей, имеющих выраженную зональность изменения свойств.

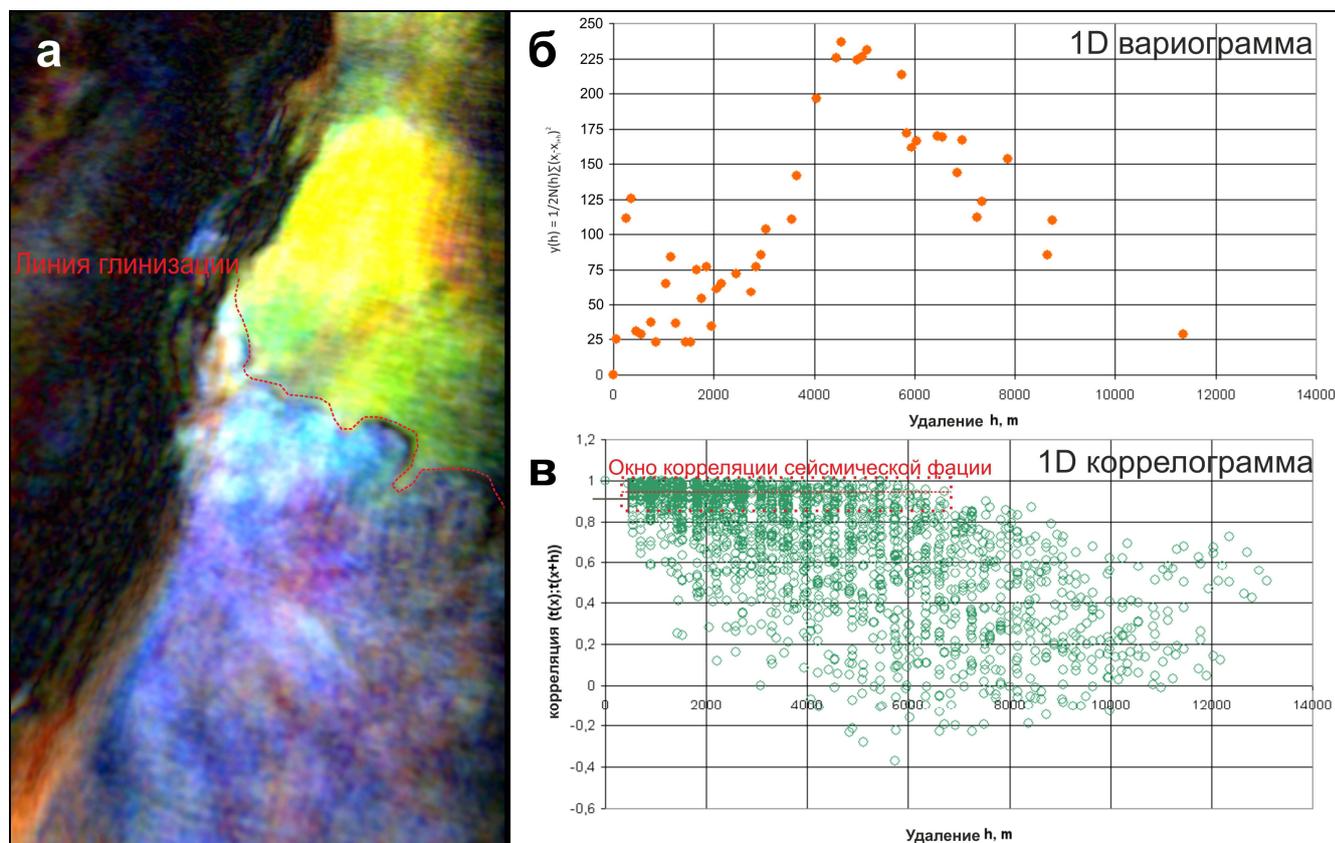


Рисунок 4.5. Пример нестационарной модели: а – визуализация по технологии цветового смешивания результата спектрального разложения (частоты 22 Гц, 36 Гц, 42 Гц), на которой заметна линия глинизации, разделяющая северную и южную части площади; б – 1D вариограмма, полученная по скважинным данным; в – 1D коррелограмма, полученная по сейсмическим данным. На коррелограмме обозначено окно корреляции (среднее и отклонение) сейсмических фаций.

По распределению значений на коррелограмме могут быть получены данные о предельных латеральных размерах областей распространения сейсмических фаций (область значений коэффициента корреляции, близких к 1), определены среднее значение и дисперсия корреляции сейсмических трасс.

Создание моделей сейсмических трасс по скважинам при проведении процедуры сеймостратиграфической увязки позволяет оценить степень сходимости модельного и реального полей. На основании этого может быть дана оценка, насколько разброс точек на коррелограмме соответствует дисперсии, допустимой для осуществления прогноза с необходимой точностью.

Примеры анализа пространственного приращения корреляции сейсмических трасс представлены (рисунок 4.6) в пределах интервалов сейсмического разреза, соответствующих отложениям башкирского яруса Центрального Поволжья, толщи валанжина Западной Сибири, верейского горизонта Центрального Поволжья и задонского горизонта Тимано-Печорской провинции. Фрагменты стратиграфических временных срезов результата спектрального разложения (визуализация по технологии Colour Blending), иллюстрирующие распределение неоднородностей на сейсмических данных перечисленных примеров, показаны на рисунке 4.6.

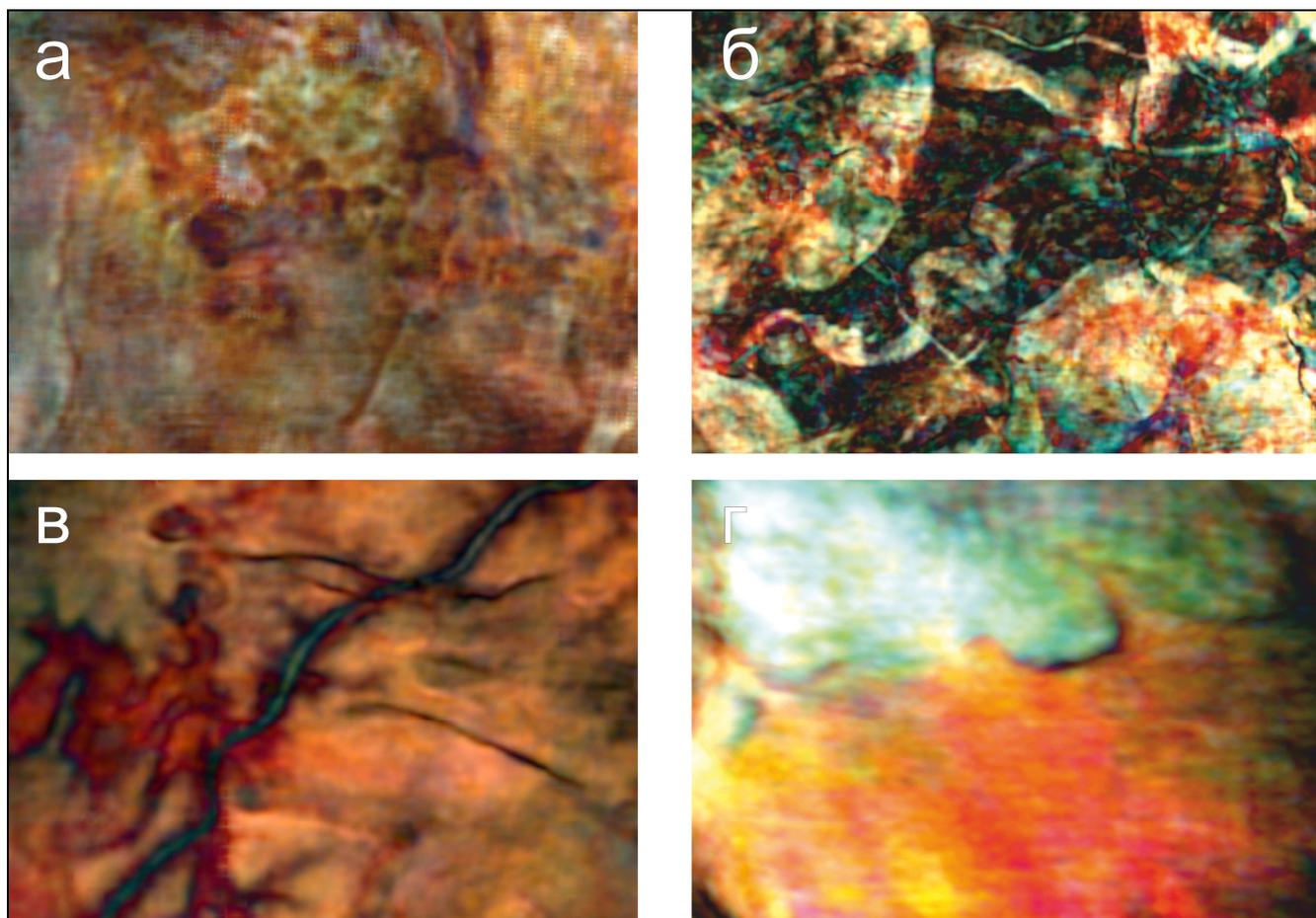


Рисунок 4.6. Стратиграфические срезы по кровле интервалов: а - башкирского яруса Центрального Поволжья; б - толщи валанжина Западной Сибири; в - верейского горизонта Центрального Поволжья; г - задонского горизонта Тимано-Печорской провинции. Результат спектрального разложения. Визуализация по технологии цветового смешивания.

На коррелограмме, соответствующей башкирскому ярусу (рисунок 4.7), заметно, что значения коэффициентов корреляции сгруппированы вокруг одного доминирующего тренда, находящегося на уровне 0,95, и обладают незначительной дисперсией. Подобная ситуация принимается характерной для однородных моделей сред, гомогенных либо гетерогенных по отношению к сейсмическим данным сейсмических данных.

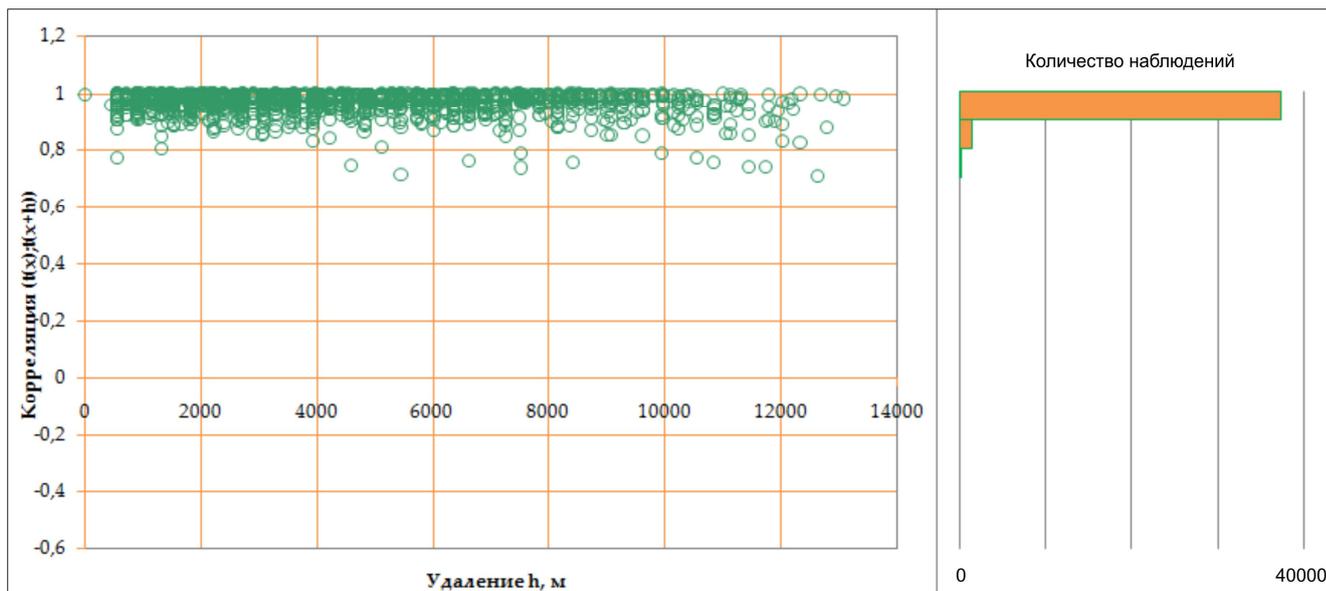


Рисунок 4.7.1D коррелограмма, полученная по сейсмическим данным, соответствующим башкирскому ярусу.

Рисунки 4.8 – 4.10 иллюстрируют вид коррелограмм, которые принимаются характерными для неоднородных в сейсмическом диапазоне частот сред, модель которых, с точки зрения сейсмических данных не стационарна. Коррелограмма, соответствующая интервалу, ассоциируемому с толщиной валанжина (рисунок 4.8), является примером пространственного распределения корреляции волнового поля в неоднородной среде с хаотичным изменением свойств. В такой среде применение стандартных подходов к интерполяции свойств будет приводить к возникновению существенных ошибок прогноза.

Коррелограммы, полученные во временных интервалах, отождествляемых с задонским (рисунок 4.9) и верейским (рисунок 4.10) горизонтами соответственно, описывают модель неоднородной среды с преобладанием нескольких сейсмических фаций и модель неоднородной среды, имеющей выраженную зональность.

Контроль качества входной сейсмической информации для инверсии может быть одним из результатов анализа коррелограмм. Прогнозируется, что сейсмические данные, существенно осложненные помехами, будет иметь коррелограммы, схожие с типом, показанным на рисунке 4.8. Помимо коррелограмм на рисунках 4.7 – 4.10 показаны гистограммы, иллюстрирующие распределение количества наблюдений для каждого значения коэффициента корреляции.

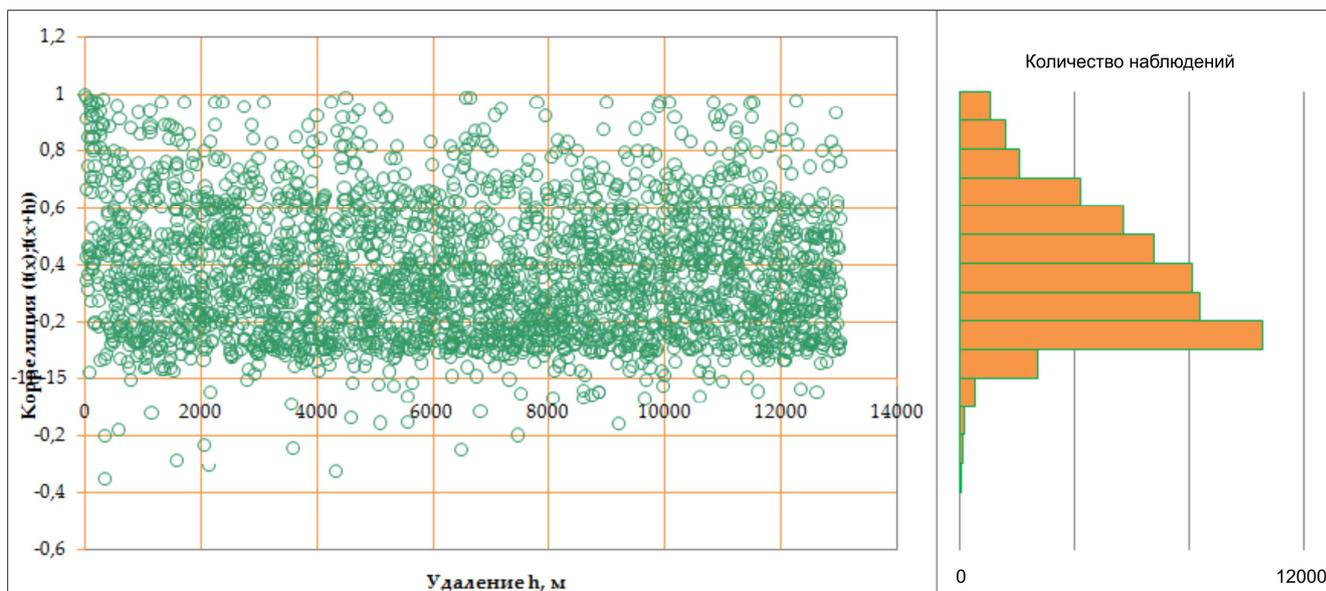


Рисунок 4.8.1D коррелограмма, полученная по сейсмическим данным, соответствующим толще валанжина.

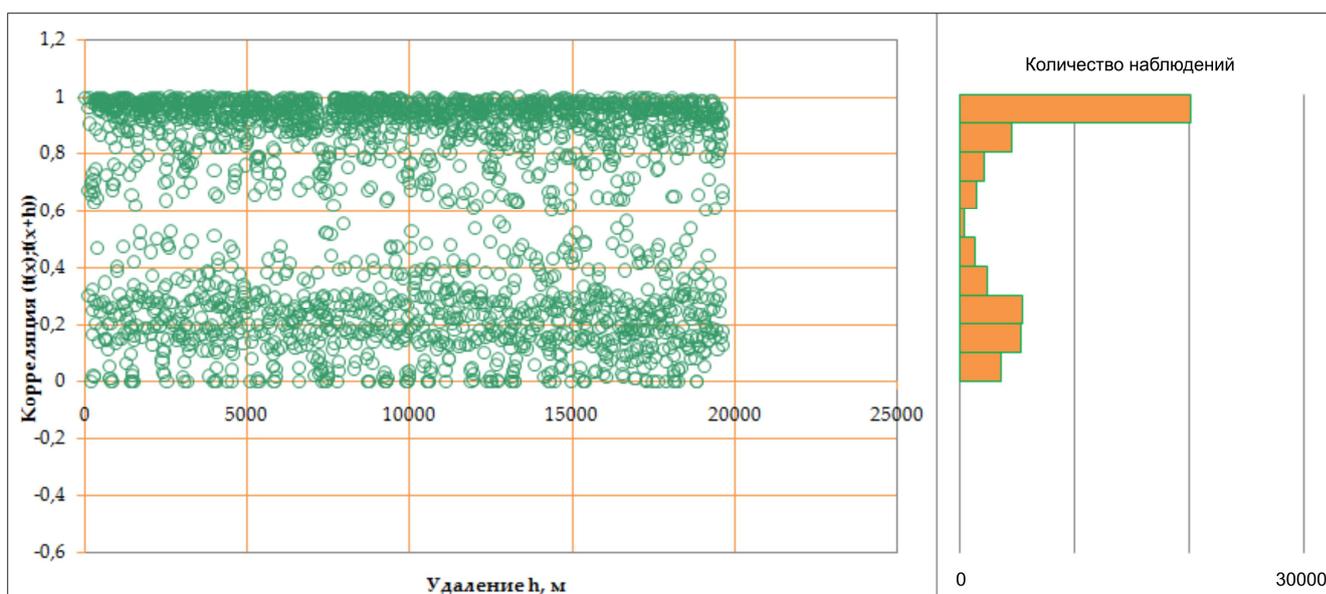


Рисунок 4.9.1D коррелограмма, полученная по сейсмическим данным, соответствующим верейскому горизонту.

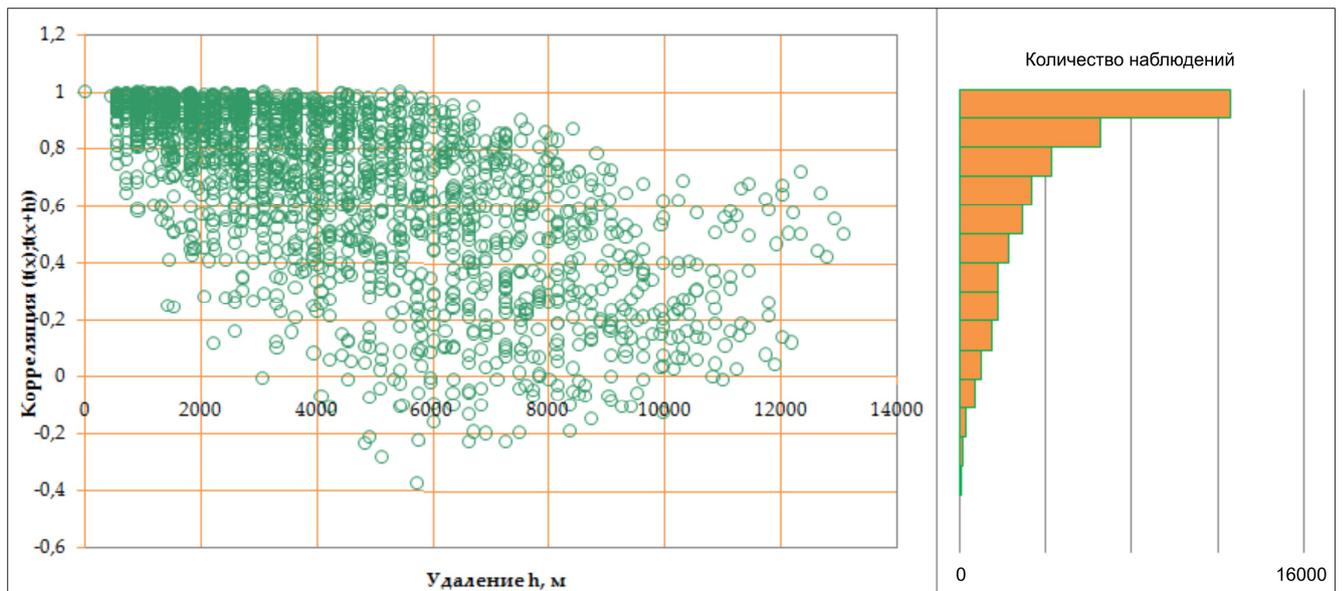


Рисунок 4.10. 1D коррелограмма, полученная по сейсмическим данным, соответствующим задонскому горизонту.

На рисунке 4.11 приведены примеры коррелограмм, построенных по 2D моделям со ступенчатым, линейным и нормальным (распределение Гаусса) изменением свойств. Каждой из моделей соответствует определенный вид коррелограммы. Расчет кумулятивных функций позволяет осуществлять аппроксимацию законов изменения свойств в области перехода между основными фациями. На основании данных аппроксимации могут быть получены коэффициенты влияния $S_{xx}(h)$, которые возможно использовать при проведении инверсии дополняя при расчете весовых функций коэффициенты $C_{xx}(h)$ (получаемые по вариограммам) в уравнении совместного кокринга [80]. Стоит отметить, что модели, используемые в рамках диссертации, соответствуют ступенчатому изменению свойств, и применение законов изменения свойств в переходной области детально не рассматривается.

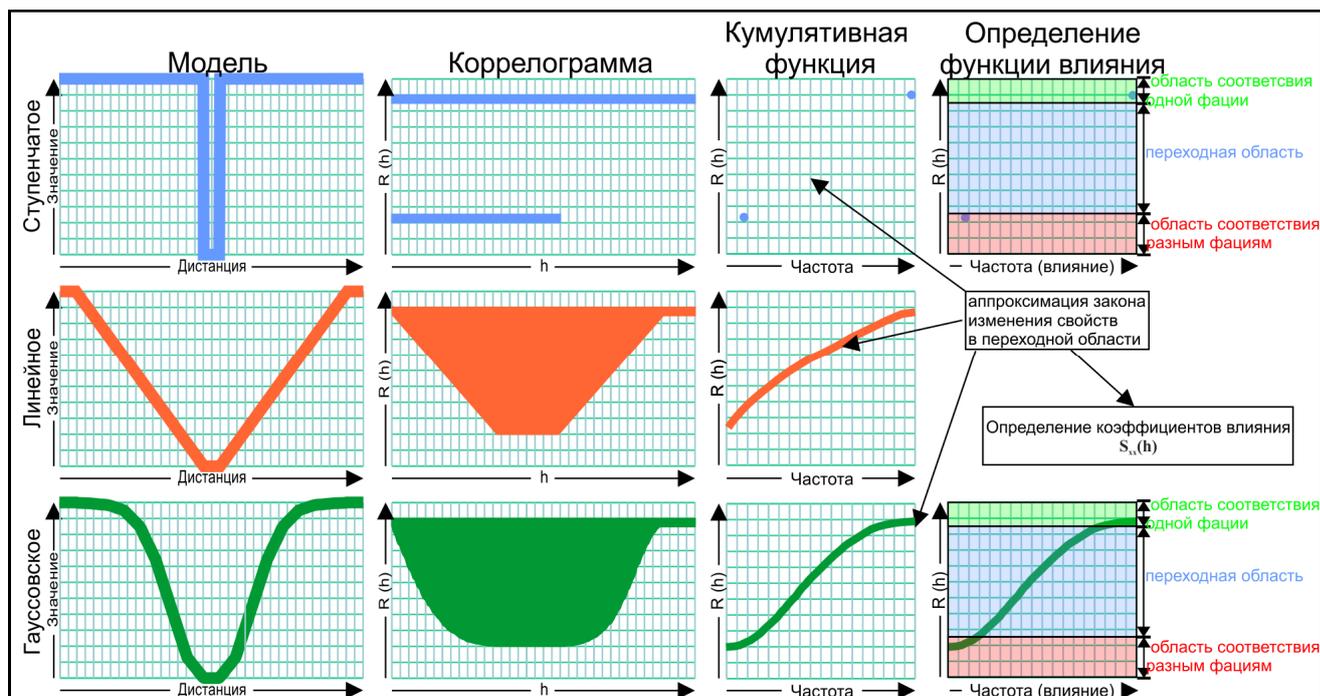


Рисунок 4.11. Модели со ступенчатым, линейным и нормальным (распределение Гаусса) изменением свойств, соответствующие им коррелограммы и кумулятивные функции. Пример получения «функций влияния», характеризующих законы изменения свойств в «переходной» области между различными геологическими фациями.

4.1.3. Выводы по разделу 4.1

В случае, если по данным априорной геологической информации есть вероятность того, что модель изучаемой среды может не удовлетворять критериям стационарности, а данные бурения распределены по площади неравномерно, возникает необходимость оценки по сейсмическим данным возможности применения стационарной модели.

Предложенный способ оценки вариаций коэффициента корреляции позволяет анализировать стационарность распределения свойств, исходя из оценки неоднородностей изучаемых толщ в сейсмическом диапазоне частот, и приводит к получению информативного результата независимо от данных бурения.

Способ позволяет:

- оценивать типы модели среды, такие как однородная, неоднородная с хаотичным распределением свойств, неоднородная с преобладанием нескольких сейсмических фаций, неоднородная с зональным распределением свойств;

- определять пространственные характеристики неоднородностей;
- уточнять параметры интерполяции/экстраполяции свойств в межскважинном пространстве.

4.2. Разработка методики повышения эффективности сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде

Большинство современных алгоритмов сейсмической инверсии базируются на использовании модели со стационарным распределением свойств. В связи с этим в качестве способа повышения эффективности интерпретации сейсмических данных в латерально-неоднородной среде предлагается приведение модели среды, имеющей мультимодальный вид статистического распределения свойств, к стационарному виду.

Инструментом приведения функции, описывающей нестационарную модель, к стационарному виду, является разделение латерально-неоднородной среды на однородные составляющие. Разделение крупных неоднородностей среды может быть осуществлено на основании распределения в объеме соответствующих сейсмических фаций. Определение положения крупных неоднородностей среды и их оконтуривание основано на использовании методов качественного подхода к интерпретации сейсмических данных.

Изучение атрибутов сейсмической записи позволяет определить параметры, которые наиболее уверенно описывают контраст свойств различных сейсмических фаций и крупных неоднородностей. Атрибутом «идентификатор» будем называть атрибут, наиболее детально описывающий положение в пространстве сейсмических фаций. Это может быть один сейсмический атрибут, дающий наиболее детальное описание распределения неоднородностей среды, либо результат комбинирования нескольких сейсмических атрибутов. Атрибут «идентификатор» может быть получен как в результате спектрально-временного анализа, так и в результате использования алгоритма нейронных сетей.

Целью создания атрибута «идентификатор» является получение наименьшей дисперсии отскоков коэффициента корреляции от тренда максимальной корреляции на коррелограммах, как показано на рисунке 4.12. Уменьшение дисперсии корреляции позволяет более детально разделять сейсмические фации и уменьшать область неопределенности между ними.

На основании корреляции трасс, извлеченных из атрибута «идентификатор» в интервале исследования, рассчитывается атрибут, который будем называть «индикатор» [33, 113]. Для моделей с двумя доминирующими фациями «индикатор» принимает целые значения 0 и 1 и

описывает пространственное распределение геологических неоднородностей. На рисунке 4.11 такое распределение соответствует «ступенчатой» модели. Данный атрибут является своеобразным аналогом «индикатора», используемого в алгоритмах методов многоточечного моделирования [131].

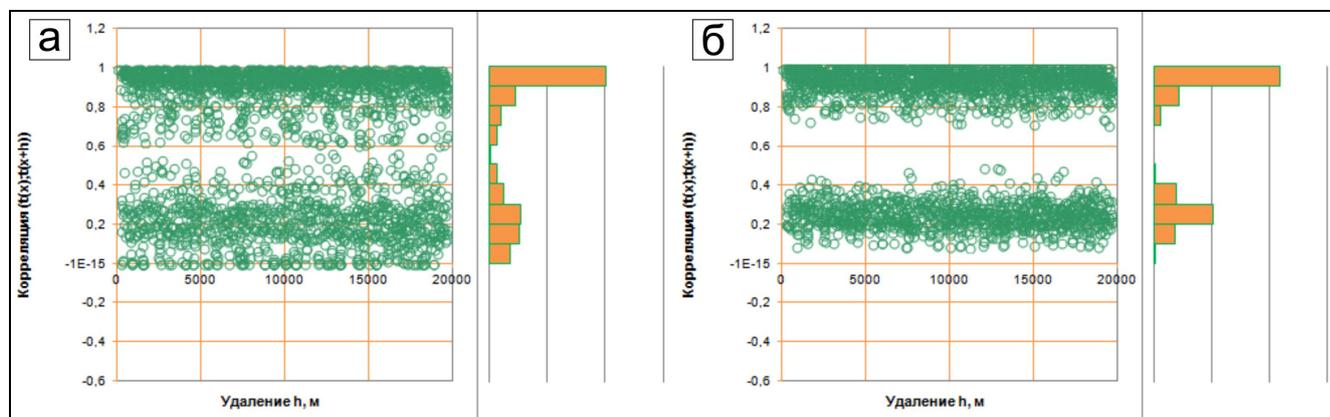


Рисунок 4.12. Пример уменьшения дисперсии значений коэффициента корреляции с использованием комплексного атрибута: а – исходные сейсмические данные; б – атрибут «идентификатор».

Для каждой сейсмической фации рассчитывается среднестатистическая форма сейсмической трассы и вычисляется ее корреляция со всеми трассами сейсмического куба. Пределы коэффициента корреляции, при которых трасса атрибута «идентификатор» при пересчете в трассу атрибута «индикатор» принимает значение 1, определяются исходя из медианы и дисперсии корреляции тренда максимальных значений коэффициента корреляции, полученных путем анализа пространственных коррелограмм. Значениям коэффициента корреляции ниже выбранного порогового на атрибуте «индикатор» соответствует значение 0.

Выбор пороговых значений коэффициента корреляции при расчете атрибута «индикатор» основан на сопоставлении результатов сеймостратиграфической увязки (дающей информацию об уровне корреляции модельных и реальных данных и ее дисперсии) с информацией о вариациях корреляции сейсмических трасс, полученной по коррелограммам, (дающей представление о положении модельных данных в пространственном распределении неоднородностей среды). Выбранное значение коэффициента корреляции должно позволять проводить прогноз с необходимым уровнем точности и при этом позволять проводить максимально детальное описание пространственного изменения свойств, обусловленного влиянием неоднородностей сейсмического диапазона частот.

На рисунке 4.13 приведен пример исходного сейсмического поля, поля «индикатора» и среднестатистических форм сейсмического сигнала, извлеченных из различных фрагментов

палеоканалов и «фона» по исходному кубу и по атрибуту «идентификатор». Вторая группа показывает высокий уровень корреляции формы сигнала в случае палеоканала и практическое отсутствие их корреляции с трассами «фона».

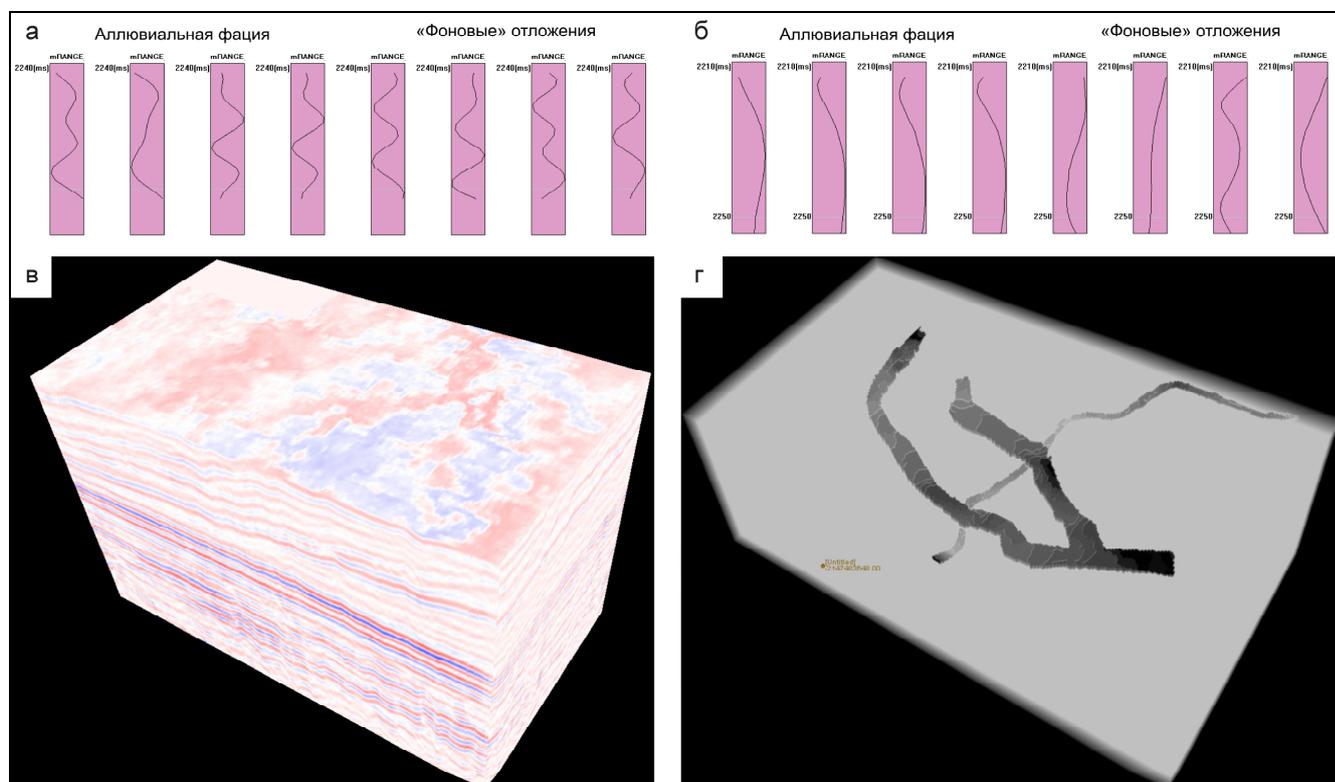


Рисунок 4.13. Пример [113] поля куба «индикатора»: а – формы сигнала, извлеченные из сейсмического куба; б – формы сигнала, извлеченные из комплексного атрибута; в – исходный сейсмический куб; г – поле «индикатора».

Использование сейсмических данных в качестве пространственного ограничителя распространения свойств позволяет разделить моды функции распределения плотности вероятности и использовать отдельные функции пространственного изменения свойств для каждой фации.

Методика повышения эффективности сейсмической инверсии реализована на базе алгоритма геостатистической инверсии, основанной на алгоритме SGS. Данный алгоритм является оптимальным для модернизации в связи с тем, что его реализация происходит последовательно. Ввод информации о пространственном расположении неоднородностей среды может быть осуществлен на одном из этапов графа алгоритма инверсии. Поле «индикатора» подается на вход инверсии как дополнительное условие «если» [34]. Каждая случайная трасса для инверсии сопоставляется с полем «индикатора», и к этой трассе применяется либо модель аллювиальной фации, либо модель «фоновых» отложений. Таким образом, поле «индикатора»

является условием, корректирующим регулярный тренд вариограмм на границе существенного изменения свойств.

Алгоритм геостатистической инверсии с дополнительным условием выглядит следующим образом:

- 1). заполнение модели выбранным параметром инверсии в точках скважин;
- 2). определение случайным образом следующей трассы для моделирования;
- 3). определение значения параметра «индикатора» выбранной трассы;
- 4). условие «Если»:
 - значение атрибута «индикатор» равно 1 – выбор модели аллювиальной фации;
 - значение атрибута «индикатор» равно 0 – выбор модели «фоновых» отложений;
- 5). заполнение значений выбранной трассы путем оптимизации по следующему алгоритму:
 - создание множества трасс выбранного параметра инверсии, с использованием алгоритма SGS;
 - расчет трасс коэффициентов отражения и свертка их с импульсом;
 - расчет невязки с реальной сейсмической трассой;
 - выбор трассы с наилучшим соответствием и добавление ее в исходную модель;
- 6). переход к следующей трассе.

Применение разработанной методики позволяет разделять распределения свойств различных геологических фаций и приводить модель среды к виду, удовлетворяющему критериям стационарности. Таким образом, интеграция качественного подхода к интерпретации и сейсмической инверсии дает возможность корректно использовать геостатистический подход в латерально-неоднородных средах.

В конечном виде, предлагаемый граф сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде имеет следующий вид:

- 1) оценка распределения свойств среды по критериям стационарности данных бурения;
- 2) применение способа оценки вариаций коэффициента корреляции сейсмических данных;
- 3) анализ распределения в объеме крупных неоднородностей, выделение основных сейсмических фаций;
- 4) расчет атрибута «идентификатор»;
- 5) расчет атрибута «индикатор»;
- 6) Проведение сейсмической инверсии с использованием атрибута «индикатор».

Трудоемкость методики складывается из следующих составляющих: применение способа оценки латеральной неоднородности среды; подготовка атрибута «индикатор»;

подготовка скважинных данных; ввод дополнительных этапов в алгоритм инверсии. Увеличение времени выполнения сейсмической инверсии с учетом разработанной методики прогнозируется в пределах 10 %. Однако, стоит отметить, что важным и трудоемким этапом, значительно замедляющим процесс, может являться подготовка скважинных данных для инверсии в том случае, если одна из фаций не вскрыта скважинами, или описана не в полной мере.

5. ОПРОБОВАНИЕ МЕТОДИКИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ В ЛАТЕРАЛЬНО-НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЕ НА РЕАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Эффективность разработанной методики демонстрируется на примере двух площадей, входные данные которых описывают два распространенных случая:

1. Площадь покрыта равномерной сетью данных бурения, вскрывающих как речные фации, так и фации «фоновых» отложений. Скважины пробурены на основании структурного фактора и расположены хаотично относительно фациального разнообразия среды. Модель среды по данным бурения не удовлетворяет критериям стационарности. Геологической основой для исследований служит разрез средне- и верхнеюрских отложений Западной Сибири. Целевой интервал – толща тюменской свиты, пласт Ю2.
2. Площадь покрыта равномерной сетью данных бурения, которые не вскрывают речные фации. Модель среды по данным бурения удовлетворяет критериям стационарности. Данные о свойствах аллювиальной фации взяты с соседних площадей. Геологической основой для выполнения исследований является разрез верхнее-альб-сеноманского возраста Западной Сибири. Целевой интервал – покурская свита, группа пластов ПК18-19.

В рамках представления результатов опробования разрабатываемой методики будет приведено описание общей геологической характеристики районов работ, входных данных, используемых в работах, а также кратко приведены основные этапы подготовки модели к сейсмической инверсии, включающие в себя:

- анализ элементов геологического строения;
- сеймостратиграфическую увязку;
- структурную интерпретацию.

5.1. Площадь №1 (Тюменская свита. Пласт Ю2)

5.1.1. Общая геологическая характеристика района работ

В разрезе Западной Сибири, принято выделять три структурно-тектонических яруса [22]:

1. Протерозой-палеозойский фундамент;
2. Пермо-триасовый промежуточный структурный ярус;
3. Мезо-кайнозойский осадочный чехол.

Объект исследования – пласт Ю2 тюменской свиты приурочен к юрскому периоду отложений осадочного чехла. Мезо-кайнозойский осадочный чехол формировался в условиях относительно устойчивого прогибания и более спокойного тектонического развития региона [22].

В юрских отложениях выделяются самостоятельные структурно-седиментационные комплексы [21, 22]: горелая свита преимущественно раннеюрского возраста, тюменская свита среднеюрского возраста и, составляющие единый комплекс, абалакская и баженовская свиты средне-позднеюрско-раннемелового возраста. Нижняя и средняя юра характеризуются широким развитием преимущественно континентальных образований, объединенных в заводоуковский надгоризонт.

Тюменская свита аален-байос-батского возраста составляет основной объем юрских отложений. Свита состоит из чередования алевроито-глинистых и песчаных пачек и разделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты [43].

Нижняя подсвита представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, преимущественно мелко- и среднезернистых, крепко сцементированных, как правило, полимиктовых, светло-серых. Песчаники часто неравномерно карбонатизированы. Алевролиты несколько более темные, серые, карбонатизированы в меньшей степени. Аргиллиты темно-серые до почти черных. Во всех породах наблюдается обильный углефицированный растительный детрит. Встречаются линзы и конкреции сидерита. Породы часто плохо отсортированы, обычно пятнистые, реже неправильно-полосчатой текстуры. В пределах нижней подсвиты выделяются песчаные пласты Ю9, Ю8, Ю7. Толщина подсвиты 60 – 100 м.

Средняя подсвита представлена переслаиванием песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники светло-серые, относительно крепкие, участками карбонатизированные, мелко-среднезернистые с углефицированными мелкими растительными остатками, часто

образующими скопления по напластованию пород. Основные песчаные пласты Ю6, Ю5. Толщина подсвиты 60 – 86 м.

В верхней подсвите распространены серые песчаники и аргиллиты темно-бурые, часто с примесью алевритовых и песчаных частиц различной размерности, на глинистом и карбонатном цементе, слюдистые, полимиктовые, с углефицированным детритом, рассеянным по породе и образующим скопления по поверхностям напластования. Песчаные пласты – Ю4, Ю3, Ю2. Толщина подсвиты 100 – 120 м. Пласт Ю2 является продуктивным.

В пласте Ю2 на основе данных описания керна и анализа формы кривой ПС выделены электрофации русел рек, береговых валов, внутренних речных (глинистых) пойм, старичных озер, болот и песков разливов. Пористость коллекторов 11-18%, проницаемость $(20 - 50) \cdot 10^{-3}$ мкм². Проницаемые интервалы не выдержаны по площади и разрезу.

5.1.2. Входные данные

Информация по скважинам включает в себя: координаты; инклинометрию; альтитуду; забой; ВСП; кривые ГИС; корреляцию основных геологических границ; результат интерпретации ГИС; результаты опробования скважин. Из всех глубоких скважин, расположенных на площади, 40% изучены методом акустического каротажа в целевом интервале.

Сейсмические данные: две объединенных сейсмических съемки 3D.

Характеристики первой съемки: длина записи – 4 с; шаг дискретизации – 2 мс; шаг ПВ – 25 м; шаг ПП – 25 м; кратность – 48.

Характеристики второй съемки: длина записи – 4 мс; шаг дискретизации – 2 мс; шаг ПВ – 50 м; шаг ПП – 50 м; кратность – 24. Объединение двух съемок в одну проходило с использованием параметров первой съемки. Центральная частота целевого интервала работ – 32 Гц.

Основные этапы графа обработки: ввод полевых данных; описание и присвоение геометрии; мьютинг первых вступлений; анализ сейсмограмм и коррекция геометрического расхождения; автоматическая и ручная редакция сейсмограмм; расчет статических поправок по первым вступлениям; поверхностно-согласованная деконволюция и поверхностно-согласованная регулировка амплитуд; детальный интерактивный анализ кинематики; автоматическая коррекция остаточных статических поправок; подавление кратных волн;

временная миграция до суммирования; расчет и ввод остаточных кинематических поправок; суммирование; спектральная балансировка; полосовая фильтрация; 3D-FXY деконволюция.

5.1.3. Анализ элементов геологического строения в целевом интервале

Изучение элементов геологического строения по сейсмическому материалу проводилось методом спектрально-временного анализа. Изучение перспективного интервала осуществлялось по стратиграфическим временным срезам с шагом 2 мс. В ходе изучения выявлялись и сопоставлялись с геологическими событиями неоднородности, имеющие схожие морфологические признаки в плане и прослеживаемые на сейсмических данных [4].

В ходе изучения в отложениях пласта Ю2 обнаружены прямые литологические признаки [31] в виде развитой сети палеоканалов. Картина амплитудных аномалий, отождествляемых с сетью палеоканалов изменяется при движении вдоль вертикальной оси (рисунок 5.1). Обнаружено существование стариц и отмерших русел (рисунок 2.2).

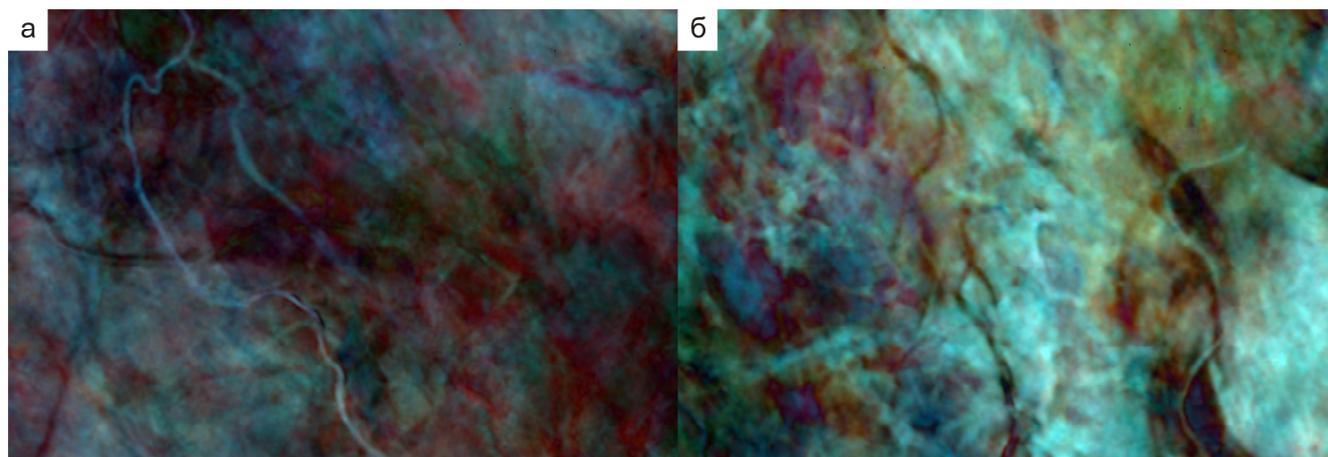


Рисунок 5.1. Фрагменты стратиграфического временного среза результата спектрального разложения: а – кровля пласта Ю2; б – кровля пласта Ю3. Визуализация по технологии Colour Blending.

Изучение сейсмических аномалий показало, что русловые отложения распространены по площади с высокой плотностью, однако значительная часть из них не вскрыта скважинами. При этом большинство палеоканалов находятся на удалении от вскрывших аналогичные отложения скважин. Сопоставление сейсмической картины с данными бурения показало, что скважины условно, можно разделить на две группы:

Первая группа вскрывает русловые отложения и содержит 24% от общего числа скважин, средняя эффективная толщина – 17,13 м, средняя пористость – 15,8%;

Вторая содержит 76% от общего числа скважин при средней эффективной толщине 4,18 м, средней пористости – 8,5%.

Таким образом, коллекторские свойства в русловых и «фоновых» отложениях различаются существенно.

Распределение импедансов в интервале пласта Ю2 имеет бимодальный вид, что является признаком нестационарного характера распределения свойств модели среды (рисунок 5.2). Значения математического ожидания E и стандартного отклонения σ для отложений аллювиальной фации и «фоновых» отложений составляют соответственно: 7940 м/с·г/см³, 1010 м/с·г/см³; 9790 м/с·г/см³, 1340 м/с·г/см³.

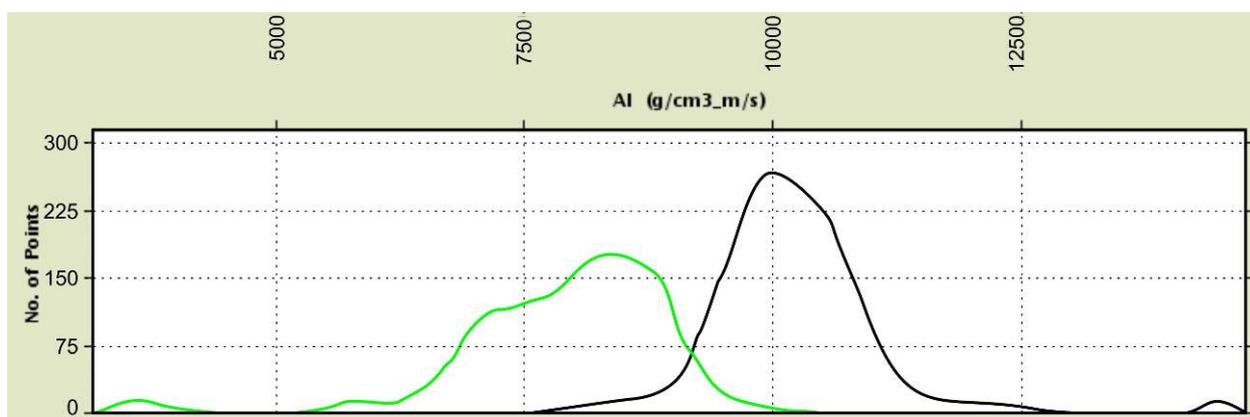


Рисунок 5.2. Гистограмма распределения значений акустического импеданса в отложениях пласта Ю2. Зеленым цветом показаны данные каротажа скважин, вскрывших отложения аллювиальной фации; черным цветом – отложения «фона».

Совместный анализ сейсмических и скважинных данных, показал, что восстановление пространственного положения сети палеорусел является перспективным, с точки зрения прогноза областей повышенных коллекторских свойств. Толщина русловых отложений во вскрывших их скважинах приведена в таблице 5.1. Скважины вскрывают 6 разных каналов, при этом ни на один из них не попадает более одной скважины.

Таблица 5.1. Толщина русловых отложений

Скважина	Well-1	Well-2	Well-3	Well-4	Well-5	Well-6
Толщина канала, м	41	39	34	37	34	18
Эффективная Толщина, м	25	10	19	19	17	15
Ширина, м	300	25-75	25-75	500	50-100	100-150

Данные, приведенные в таблице 5.1, свидетельствуют о том, что в целом по площади сеть русловых отложений имеет выдержанную мощность, за исключением русла номер 6. Динамические характеристики, свойственные наблюдаемым аномалиям, позволяют выделить систему палеорусел в объеме сейсмического куба (рисунок 4.13).

5.1.4. Структурная интерпретация

Первым шагом структурной интерпретации была сеймостратиграфическая увязка (рисунок 5.3). Средний коэффициент корреляции в интервале отложений юрской системы по площади $R = 0,842$.

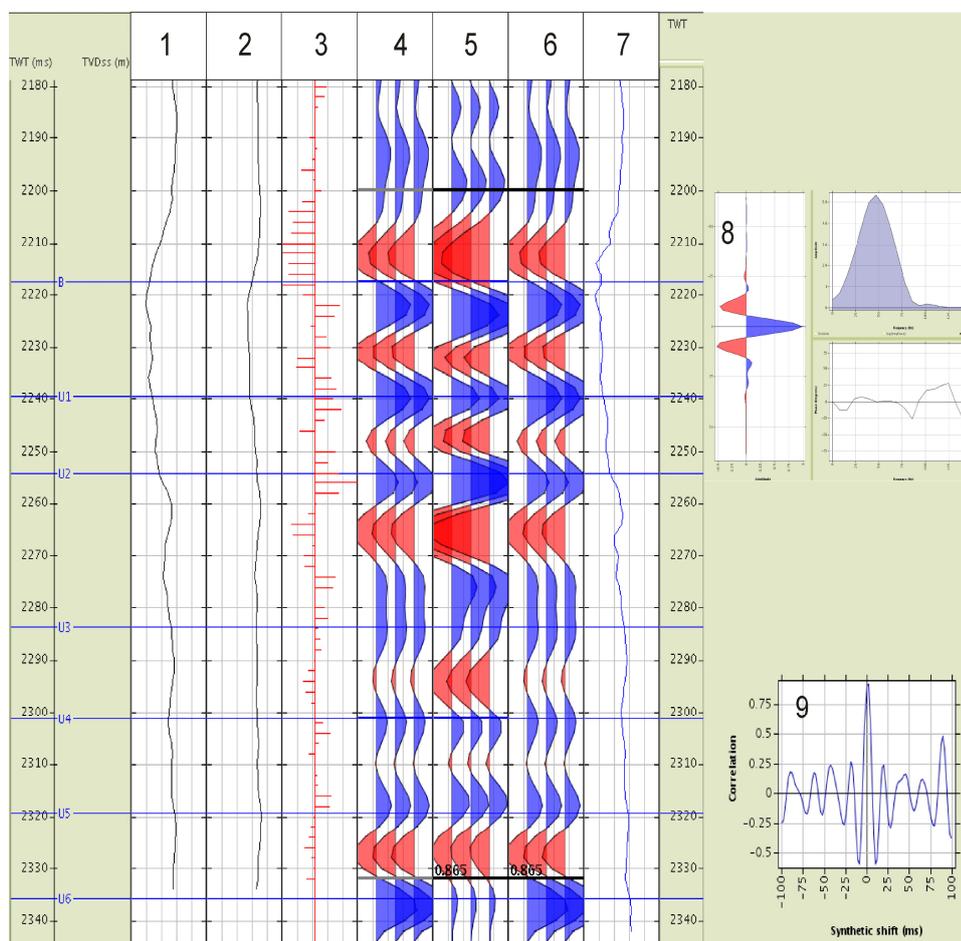


Рисунок 5.3. Сеймостратиграфическая привязка скважины Well-1 к сейсмическому волновому полю в целевом интервале: 1 – кривая V_r ; 2 – кривая ρ ; 3 – трасса коэффициентов отражения; 4, 6 – сейсмические трассы, извлеченные в точке расположения скважины; 5 – синтетическая трасса, полученная путем 1,5 D моделирования; 7 – скоростной закон «время-глубина»; 8 – импульс, извлеченный в результате привязки; 9 – функция взаимной корреляции.

Степень корреляции синтетического и реального сейсмических полей является высокой, что позволяет проводить детальную стратификацию интерференционной картины волнового поля и геологических событий. Средняя ошибка определения фазы извлекаемого в результате привязки импульса менее 10° , что приемлемо для проведения инверсии [139, 140].

На основании стратиграфической увязки волнового поля и геологической модели среды были выделены основные отражающие границы и тектонические элементы. В структурный каркас сейсмической инверсии входят временные поверхности, полученные по следующим отражающим горизонтам (ОГ):

- ОГ Ю6. Положительный экстремум. Временной интервал 2200-2397 мс;
- ОГ Ю5. Отрицательный экстремум;
- ОГ Ю3. Положительный экстремум. Кровля пласта Ю3 тюменской свиты;
- ОГ Ю2. Положительный экстремум. Кровля тюменской свиты. Временной интервал 2160-2290 мс;
- ОГ Ю1. Положительный экстремум. Кровля пласта Ю1 абалакской свиты;
- ОГ Б. Отрицательный экстремум. Кровля баженовской свиты. Временной интервал 2130-2250 мс.

Площадь не подвержена значительным тектоническим деформациям.

Акустический каротаж по информативной части скважин в юрском интервале представлен в пластах Ю1 – Ю6.

5.1.5. Геостатистическая инверсия

Геостатистическая инверсия выполнена по следующему графу:

- изучение связей петрофизических и упругих свойств. Выбор наиболее информативных упругих параметров для проведения инверсии;
- выбор шага дискретизации инверсии;
- создание каркасной 3D модели по результатам структурной интерпретации сейсмического поля;
- оценка пространственной изменчивости среды. Построение горизонтальных и вертикальных вариограмм. Оценка азимутальных характеристик модели;
- расчет заданного числа реализаций модели;
- оценка неопределенности модели.

Анализ статистических распределений типов «коллектор» - «неколлектор» в интервале пласта Ю2 для скважин, не вскрывающих палеоруслу, показал, что статистическое разделение существует (рисунок 5.4), однако не позволяет провести прогноз свойств детерминистическим методом. В интервале пласта Ю2 по скважинам, вскрывшим русловые отложения, явного разделения типов «коллектор» - «неколлектор» не наблюдается.

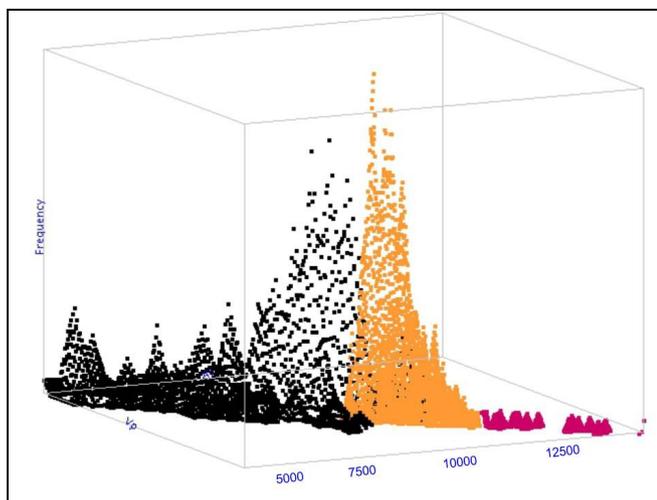


Рисунок 5.4. Функции плотности распределения вероятности по фации «фоновых» пород, для типов: коллектор (оранжевый цвет); глина (черный цвет); плотные породы (красный цвет).

Для проведения инверсии выбран шаг дискретизации 0,5 мс. Выбор шага дискретизации основан на оценке ошибки, получаемой в результате уменьшения массива информации при переводе модели из глубинной области во временную. Рисунок 5.5 иллюстрируют изменение объемной функции плотности вероятности в зависимости от изменения дискретизации каротажных кривых. При шаге дискретизации 1 мс искажения, вносимые в функции распределения плотности вероятности, превышают 20 %, а при шаге дискретизации 2 мс корректный прогноз невозможен.

Пример пространственной вариограммы, полученной в интервале пласта Ю2, представлен на рисунке 5.6. На вариограмме просматривается разделение множества точек на отдельные облака, соответствующие тренду относительного изменения свойств внутри фациальной группы (значения, близкие к нулевым) и тренду относительного изменения свойств между фациальными группами (значения, сгруппированные вокруг фиксированного уровня $\gamma(h) = 196$). Данная особенность является следствием влияния мультимодального вида функции распределения плотности вероятности.

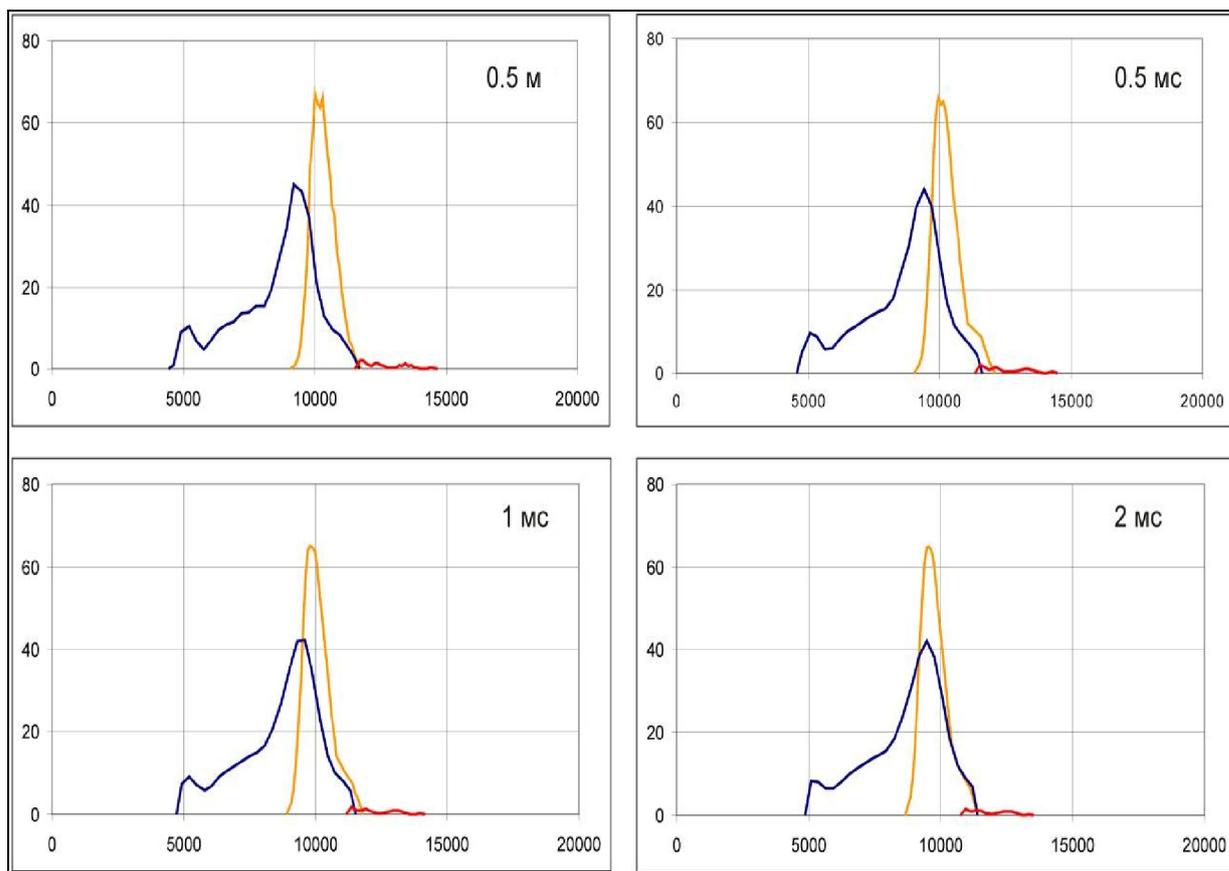


Рисунок 5.5. Функции плотности распределения вероятности: коллектор (оранжевый цвет); глина (синий цвет); плотные породы (красный цвет).

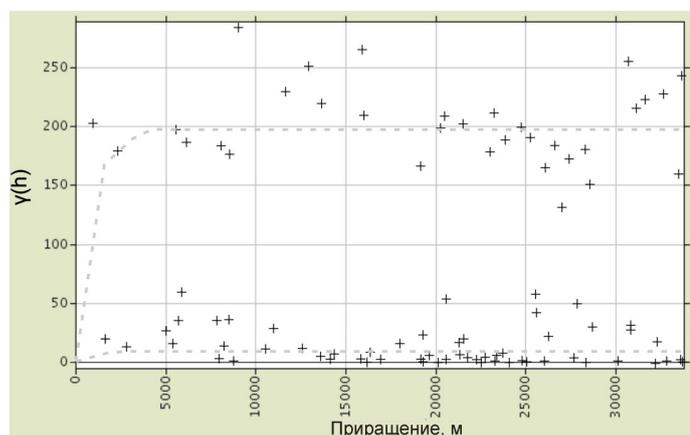


Рисунок 5.6. Пространственная азимутальная вариограмма акустического импеданса в интервале отложений тюменской свиты. Пунктирными линиями отмечены тренды соответствующие разбросу вариаций: между фациями (верхний тренд); внутри фаций (нижний тренд).

Проведена геостатистическая инверсия, основанная на алгоритме SGS. На вход в алгоритм инверсии подавался импульс, являющийся средним по импульсам, полученным в

результате сейсмостратиграфической увязки имеющегося массива скважин (рисунок 5.3). Рисунок 5.7 иллюстрирует сравнение фрагментов разрезов сейсмического поля и поля импеданса продольной волны. На качественном уровне заметна потеря детальности прослеживания сейсмической аномалии, уверенно просматриваемой на сейсмическом поле и отождествляемой с палеоруслом, на результате инверсии. Также наблюдается смещение положения геологических объектов аналогично примеру (раздел 3.2), изученному на этапе 3D моделирования. [35, 113].

Для оценки количественной ошибки инверсии была проведена проверка уровня погрешности способами, описанными в [23]. Использовались три скважины, не вошедшие в модель. Средняя ошибка составила $2050 \text{ м/с}\cdot\text{г/см}^3$. Наибольшая ошибка получена в скважине, вскрывшей отложения палеоканала (более $3500 \text{ м/с}\cdot\text{г/см}^3$). Величина ошибки сопоставима с разницей математического ожидания статистических функций распределения типов «коллектор» - «неколлектор». Данный факт не позволяет считать прогноз, полученный по результату инверсии, достоверным. Таким образом, возникает необходимость уточнения модели, используемой в инверсии.

5.1.6. Применение методики повышения эффективности сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде

На основании технологии спектрального разложения с применением цветового смешивания был создан атрибут «идентификатор» для максимально эффективного разделения динамических сейсмических аномалий на русловые фации и «фоновые» отложения. При создании атрибута анализировался спектр сейсмических данных во временном интервале с центром на кровле пласта Ю2. Путем анализа спектра выбирались три частотных среза, доминантные частоты которых условно соответствовали низкочастотной составляющей «фоновых отложений», частоте палеоканалов первой группы, частоте палеоканалов второй группы. По полученному атрибуту «идентификатор» был рассчитан атрибут «индикатор» (рисунок 4.13).

Параметры инверсии при комплексировании методов качественной и количественной интерпретации выбраны в соответствии с параметрами, использованными в ходе проведения инверсии, основанной на стандартном подходе. Отличие заключалось в построении пространственных вариограмм, которые в данном случае были разделены, соответственно для каждой геологической фации.

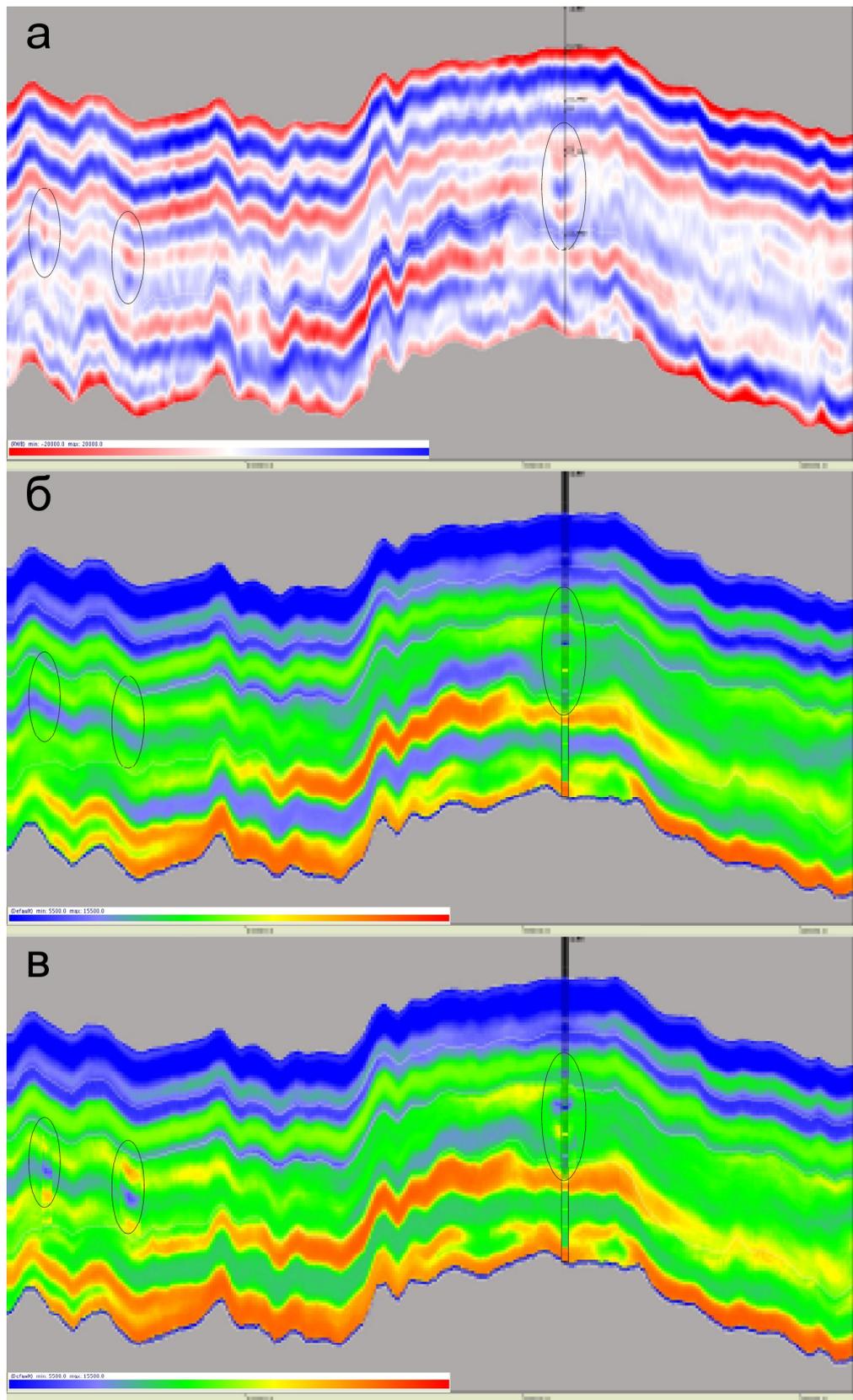


Рисунок 5.7. Сопоставление фрагментов разрезов: а – исходные сейсмические данные; б - результат осреднения реализаций геостатистической инверсии, стандартный подход; в – результат осреднения реализаций геостатистической инверсии с использованием поля «индикатора». Черными овалами отмечено положение аномалии, соответствующей палеоруслу

На рисунке 5.8 приведены пространственные вариограммы акустического импеданса, построенные отдельно для фации русловых отложений и фации «фоновых» отложений. Серым пунктиром нанесено положение тренда относительного изменения свойств между фациальными группами, наблюдаемое на рисунке 5.6. Как видно из рисунка, разделение фаций по площади способствовало приведению модели каждой из фаций к стационарному виду.

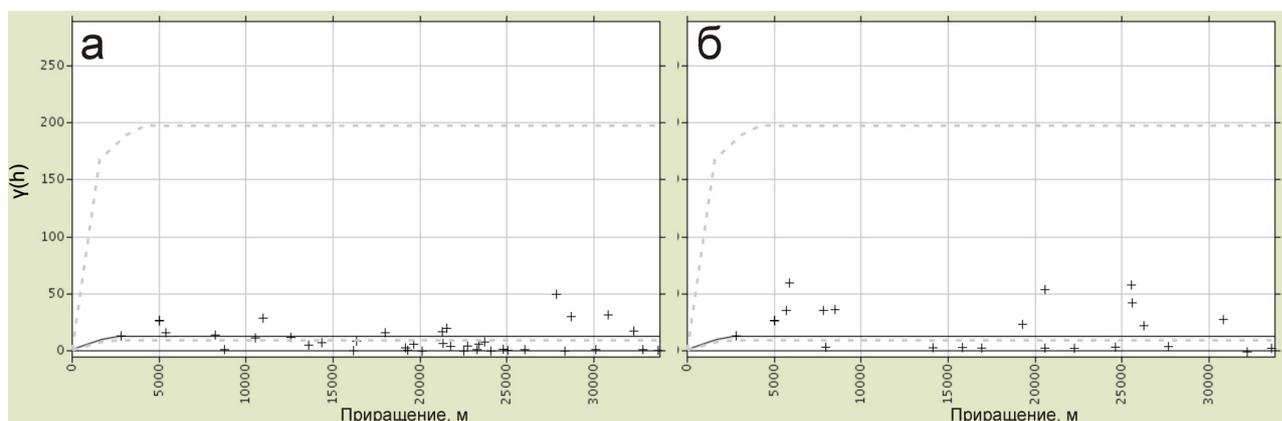


Рисунок 5.8. Пространственная азимутальная вариограмма акустического импеданса в интервале пласта Ю2: а – по скважинам, не вскрывающим отложения аллювиальной фации; б – по скважинам, вскрывшим отложения аллювиальной фации. Пунктирной линией обозначено положение тренда, соответствующего разбросу вариаций между фациями на рисунке 5.6.

Сплошной линией обозначено положение тренда вариаций по текущим данным.

Рисунок 5.7 иллюстрирует поле акустического импеданса, являющееся результатом комплексирования. Стоит отметить отсутствие сглаженности результата в области палеоканала при общем повышении детальности. Сопоставление реализаций результатов инверсий в плане приведено на рисунке 5.9. Детальность восстановления геологических тел, очевидно, выше у результата комплексирования методов, где она соответствует детальности поля «индикатора». За счет изменения параметров пространственного приращения свойств, описываемых вариограммой, изменены азимутальные характеристики модели.

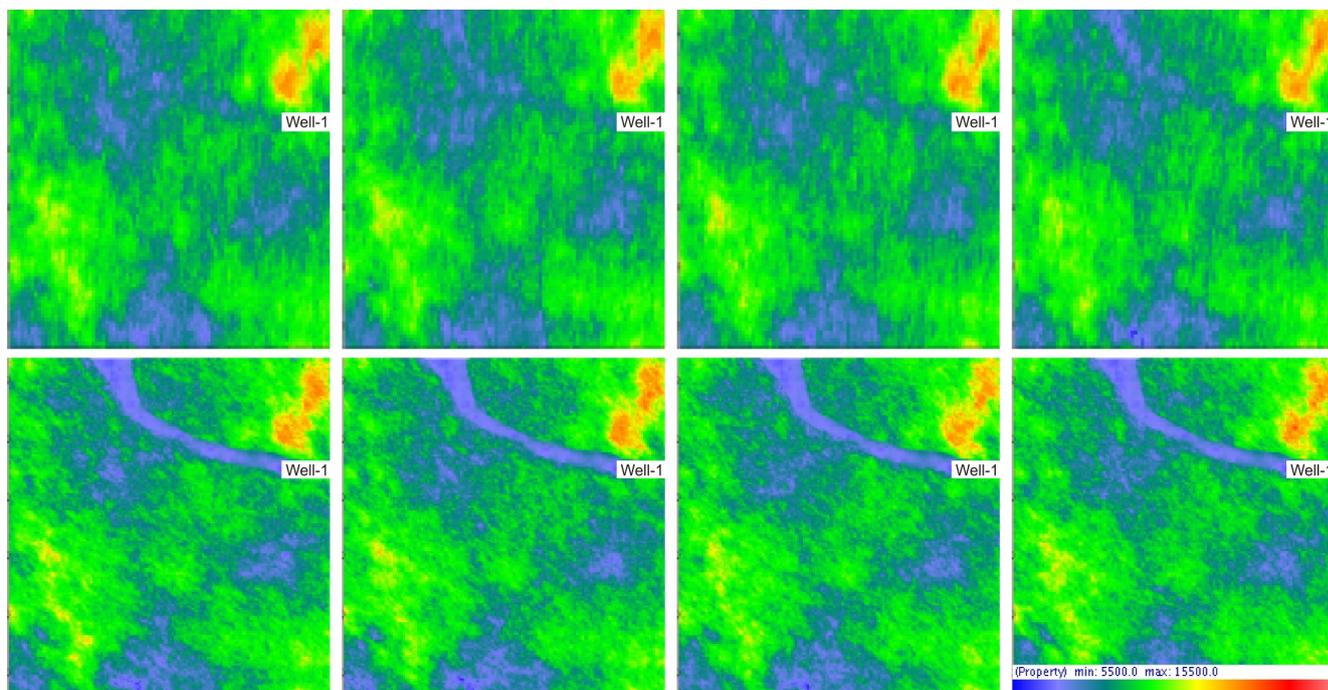


Рисунок 5.9. Сопоставление стратиграфических срезов результатов инверсий: сверху – реализации стандартного алгоритма инверсии; снизу – реализации комплексирования методов.

Оценка уровня погрешности показала высокий уровень сходимости в результате прогноза методом геостатистической инверсии с использованием поля «индикатора» (средняя ошибка ≈ 1200 м/с·г/см³), в отличие от стандартного подхода (средняя ошибка ≈ 2050 м/с·г/см³). Таким образом, с помощью разработанной методики удалось существенно улучшить достоверность результата прогноза.

5.2. Площадь №2 (Покурская свита. Группа пластов ПК18-19)

5.2.1. Общая геологическая характеристика района работ

Отложения меловой системы на рассматриваемой территории развиты повсеместно и представлены в полном объеме [43].

Нижнемеловые отложения сложены мегинской, заполярной, ереямской и низами покурской свиты, верхнемеловые – верхами покурской, кузнецовской, часельской и танамской свитами. Наибольший интерес в рамках данной работы представляют отложения покурской

свиты. Покурская свита ($K_{1a+al} + K_{2s}$) согласно перекрывает отложения ереямской свиты и по характеру слагающих отложений делится на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю [2].

Нижняя подсвита (K_{1a}) представлена песчаниками светло-серыми, реже серыми, в отдельных прослоях с зеленоватым оттенком, часто каолинизированными, чередующимися в сложном сочетании с глинами, алевролитами темно-серыми, зеленовато-буровато-серыми. Характерен растительный детрит, остатки растений, стяжения сидерита, углистые прослои. В разрезе выделяются пласты ПК17-ПК22. К этой части свиты приурочены продуктивные пласты ПК18, ПК19, ПК20.

Средняя подсвита (K_{1al}) представлена крупными пачками глин, глинистых алевролитов преимущественно темно-серого цвета, в единичных прослоях с зеленоватым, буроватым оттенком, чередующимися в сложном сочетании с песчаниками серыми и светло-серыми, иногда каолинизированными. Залегающие породы преимущественно горизонтально-слоистые. Характерен растительный детрит, остатки растений. В разрезе подсвиты выделяются пласты ПК7-ПК16. К данной части разреза приурочен продуктивный пласт ПК11.

Верхняя подсвита (K_{2s}) представлена песками уплотненными, песчаниками серыми, зеленовато-серыми, глинами алевролитистыми, темно-серыми до серых, нередко углистыми. Характерен растительный детрит, остатки растений. В разрезе подсвиты выделяются пласты ПК1-ПК6. К кровле подсвиты (пласт ПК1) приурочены газовые сеноманские залежи, формирующие аномалии типа «яркое пятно» в сейсмическом волновом поле [2]. Сеноманский возраст верхней подсвиты покурской свиты установлен на основании спорово-пыльцевых комплексов, которые, в отличие от апт-альбского комплекса, характеризуются преобладанием пыльцы голосеменных растений. К кровле покурской свиты приурочен отражающий горизонт Г. Толщина свиты 780-800 м.

5.2.2. Входные данные

Информация по скважинам включает в себя: координаты; инклинометрию; альтитуду; забой; ВСП; кривые ГИС; корреляцию основных геологических границ; результат интерпретации ГИС; результаты опробования скважин. Скважинная информация представлена нерегулярной выборкой скважин, 80% из которых, имеют в целевом интервале данные акустического каротажа.

Сейсмические данные: сейсмическая съемка 3D, имеющая следующие характеристики: длина записи – 4 с; шаг дискретизации – 2 мс; шаг ПВ – 25 м; шаг ПП – 25 м; кратность – 48. Центральная частота целевого интервала работ – 35 Гц.

Основные этапы графа обработки:

1. Обработка данных до суммирования: описание и присвоение геометрии; подготовка данных для расчета длиннопериодных статических поправок, включающая поверхностно-согласованную предсказывающую деконволюцию, первичный скоростной анализ, ввод поправок за удаление и неидентичность условий возбуждения и приема; понижение уровня шума; томография; глубинная миграция; расчет длиннопериодных статических поправок; временная миграция; обработка мигрированных данных перед суммированием; суммирование;

2. Обработка данных после суммирования: подавление линейных помех; спектральное отбеливание; подавление случайных помех в верхней части разреза (ВЧР); поверхностно-согласованная нормировка.

В рамках проведения работ на данной площади использовалась методика и граф геостатистической инверсии, приведенные в разделе 5.1. Однако отсутствие данных о палеорусле в описании статистического распределения свойств пласта по данным бурения позволяет считать модель данной среды по формальным критериям стационарной.

5.2.3. Изучение особенностей геологического строения пластов ПК18-19 на качественном уровне

В интервале пластов ПК18-19 наблюдаются несколько небольших каналов и одно значительное по размерам меандрирующее палеорусло (рисунок 5.10). Форма русла, наличие меандр, имеющих значительную амплитуду, являются признаками зрелых рек. Такие морфологические особенности не свойственны временным потокам, что указывает на высокую вероятность обнаружения песчаных коллекторов в русле, в частности, на участках, где происходило замедление течения.

Частотный состав сейсмической записи, соответствующей положению русла, отличен от состава «фоновых» отложений. В нем преобладают низкие частоты, что указывает на относительно равномерное распределение свойств по вертикали. Аналогичные объекты, вскрытые скважинами на сопредельных площадях, характеризуются преобладанием мощных прослоев высокопористых песчаников.

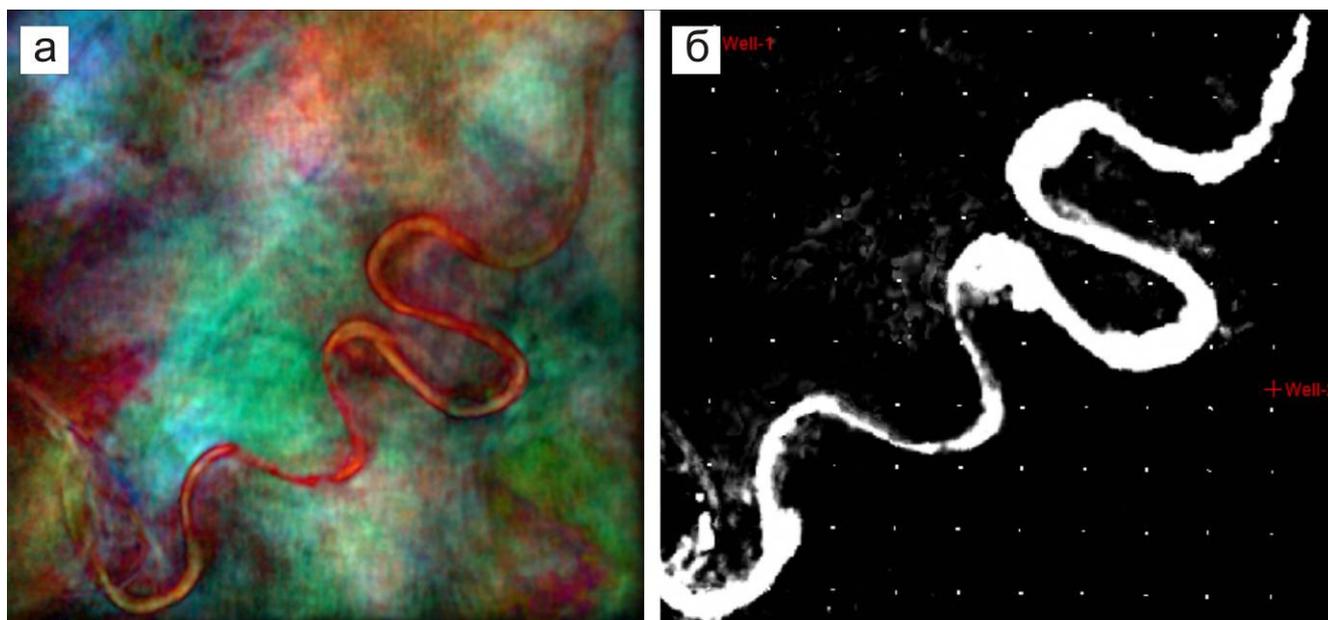


Рисунок 5.10. Меандрирующее русло, расположенное в интервале пластов ПК18-19 [33]: а – стратиграфический срез результата спектрального разложения; б – карта значений коэффициента корреляции среднестатистического импульса, извлеченного из трасс, соответствующих палеоканалу, по атрибуту «идентификатор».

5.2.4. Геостатистическая инверсия

В рассматриваемом случае информация о присутствии аллювиальной фации в скважинной информации не отражена. Это приводит к тому, что функция распределения плотности вероятности имеет вид распределения Гаусса (рисунок 5.11). Вариограммы пространственного изменения акустического импеданса имеют один тренд, плато формируется на значениях 3500 м. (рисунок 5.12). Таким образом, среда формально удовлетворяет критериям стационарности.

Контраст в свойствах аллювиальных и фоновых отложений, наблюдаемый на сейсмическом материале, не находит отражения в законах, лежащих в основе построения интерполяционной модели. Изучение аналога палеоруслу, расположенного на близлежащей площади, позволяет ожидать смещение моды аллювиальной фации относительно фоновых отложений на $800 \text{ м/с} \cdot \text{г/см}^3$.

Инверсия проведена с использованием уровня влияния сейсмического поля 75%. На рисунке 5.13 приведена карта среднего значения импеданса в интервале пластов ПК18-19. Как видно из рисунка, положение палеоруслу на карте прослеживается не так уверенно, как по сейсмическим данным. При этом, изучая стратиграфические срезы импеданса, извлеченные

параллельно кровли продуктивной пачки, можно заметить, что тело канала в пространстве не выдержано (рисунок 5.14).

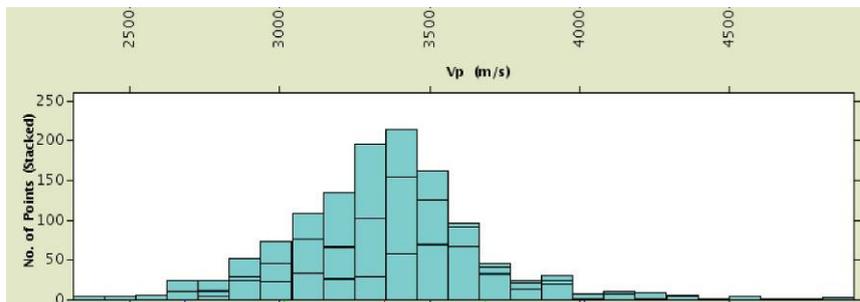


Рисунок 5.11. Функция распределения плотности вероятности в интервале продуктивных пластов ПК19.

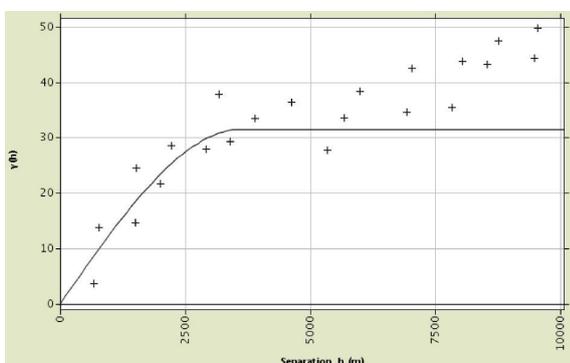


Рисунок 5.12. Вариограмма акустического импеданса в интервале пласта ПК19-1.

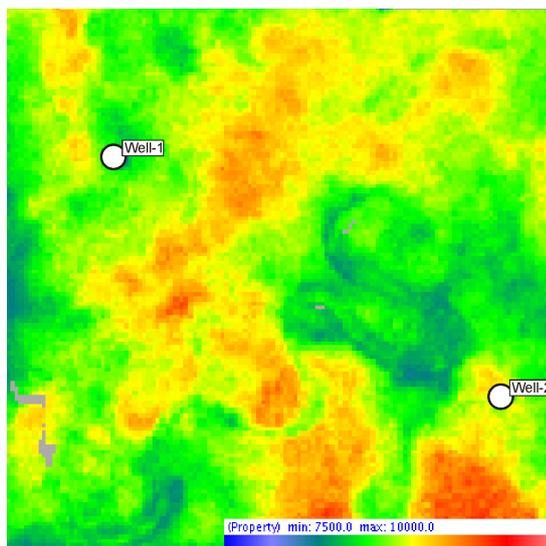


Рисунок 5.13. Карта среднего значения импеданса в интервале пластов ПК18-19.

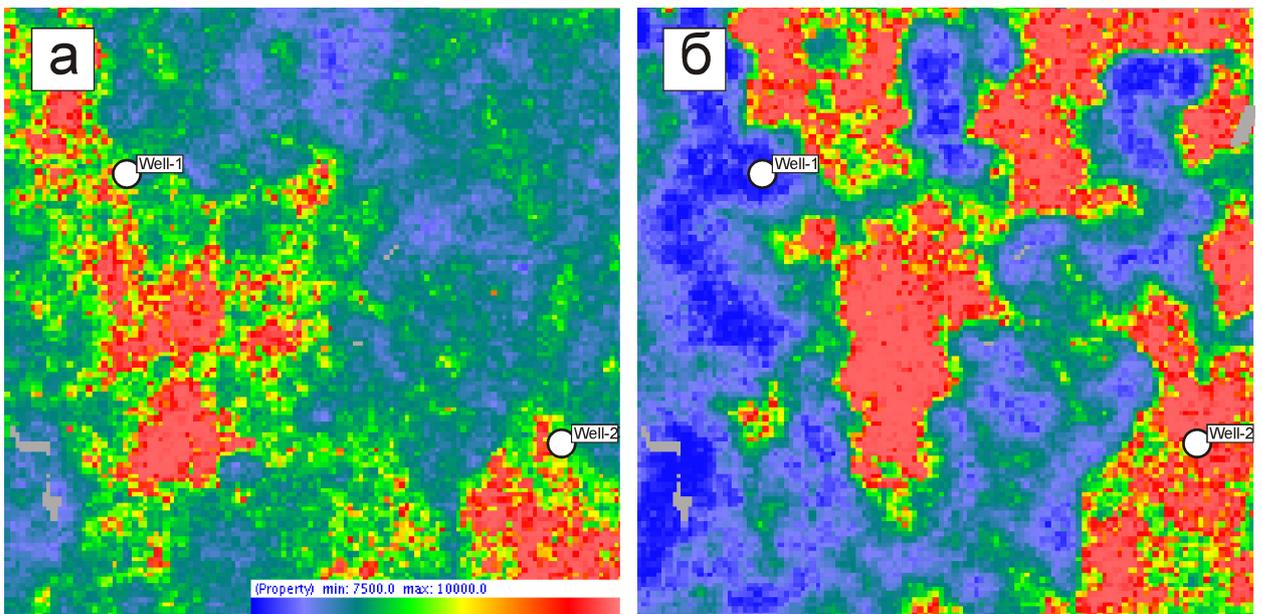


Рисунок 5.14. Фрагменты стратиграфических срезов первой реализации геостатистической инверсии: а – 2 мс вниз от кровли пласта; б – 6 мс вниз от кровли пласта.

Анализируя результаты инверсии, полученные после применения стандартного подхода, можно предположить, что упругие и петрофизические свойства канала отличаются от свойств «фоновых пород» несущественно, и накопление осадков в русле происходило с перерывами. Это противоречит результатам бурения сопредельных площадей и региональной геологической модели. Русловые отложения соседних площадей, вскрытые скважинами и попадающие в пределы сейсмических съемок, имеют свойства, отличные от свойств «фоновых пород» (рисунок 2.12), и выдержанное положение в пространстве.

5.2.5. Применение методики повышения эффективности сейсмической инверсии в латерально-неоднородной среде

По данным бурения, среда является стационарной, о чем говорит вид функции распределения плотности вероятности и вид пространственных вариограмм. В то же время, по априорным геологическим данным и результатам динамического анализа сейсмического материала, изучаемым толщам свойственно наличие палеорусел, которые могут являться причиной латеральной неоднородности среды.

Анализ приращенной корреляции сейсмического поля по латерали в интервале пластов ПК18-19 выявил наличие признаков, характеризующих среду как латерально-неоднородную с

преобладанием двух сейсмических фаций (рисунок 5.15). На пространственной коррелограмме наблюдаются два тренда распределения значений коэффициентов корреляции.

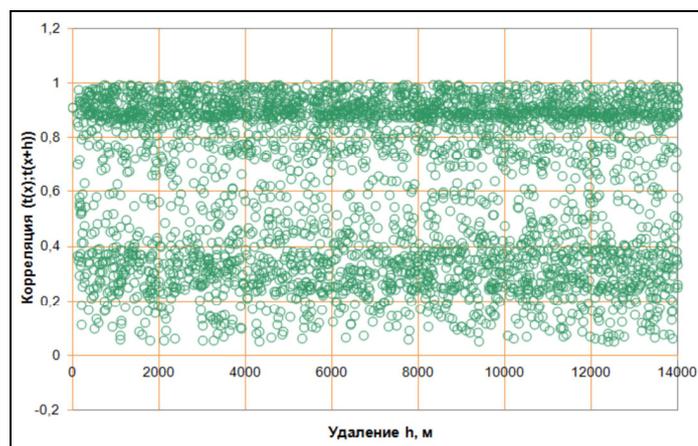


Рисунок 5.15. Пример коррелограммы, рассчитанной по исходному сейсмическому кубу в интервале, соответствующем интервалу пласта ПК19.

Сейсмические аномалии, отождествляемые с палеореками, имеют выраженные амплитудные и частотные признаки и прослеживаются в объеме. Палеорусло явно выделяется на результате спектрального разложения (рисунок 5.10), что позволяет использовать кубы частотных срезов для создания атрибута «индикатор».

С учетом информации о положении сейсмических аномалий, связанных с сетью палеорусел, по разработанной методике проведена инверсия.

Сопоставление результатов инверсий, проведенных без учета и с учетом пространственной неоднородности среды, приведено на рисунках 5.16, 5.17. Применение методики повышения эффективности инверсии позволило получить более детальный результат, при этом тело канала выдержано в объеме, в отличие от реализации стандартного подхода.

Количественное сопоставление результатов инверсий проводилось по двум скважинам, расположенным севернее палеоканала и не участвующим в создании интерполяционной модели. В таблице 5.2 приведены средние значения импеданса. Анализируя данные, приведенные в таблице 5.2, можно сделать вывод, что разделение геологических фаций при проведении инверсии позволило снизить общий уровень невязки исходных и прогнозных значений импеданса в точках скважин площади, в данном случае на 28%. При этом, ожидается более существенное снижение уровня вероятной ошибки непосредственно в палеорусле.

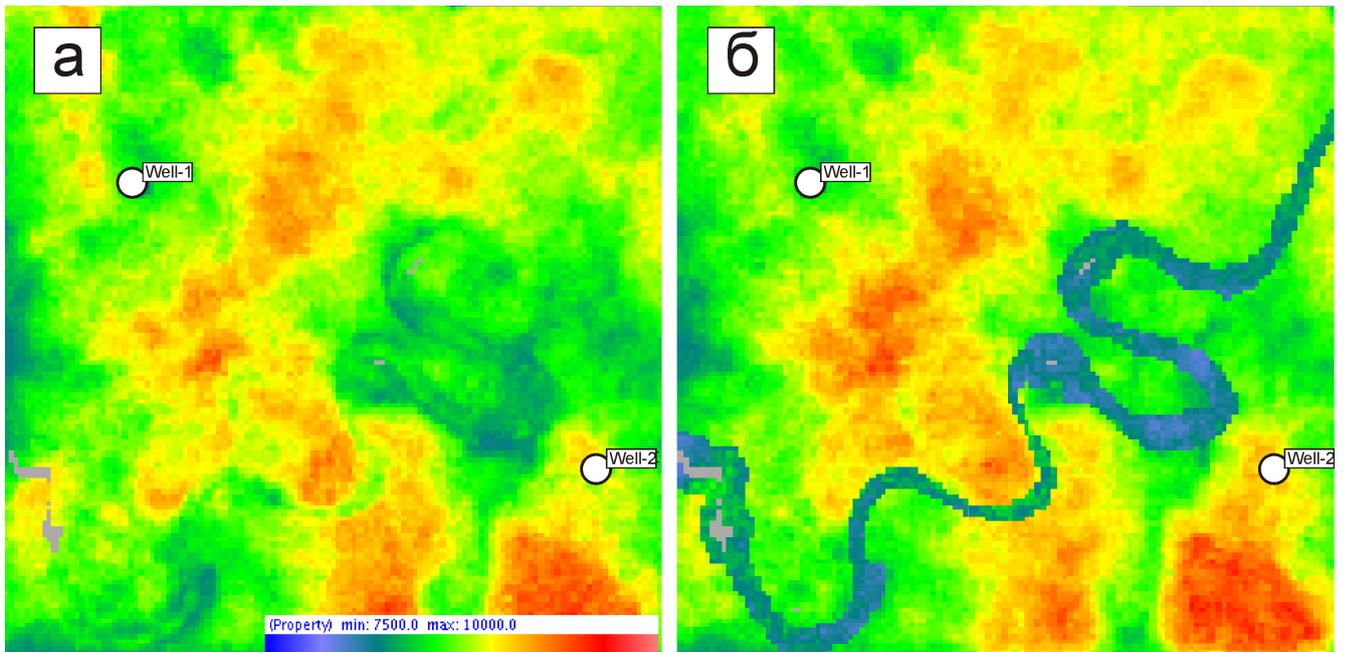


Рисунок 5.16. Сопоставление карт среднего значения импеданса в интервале пластов ПК18-19:
а – стандартный подход; б – оптимизация алгоритма.

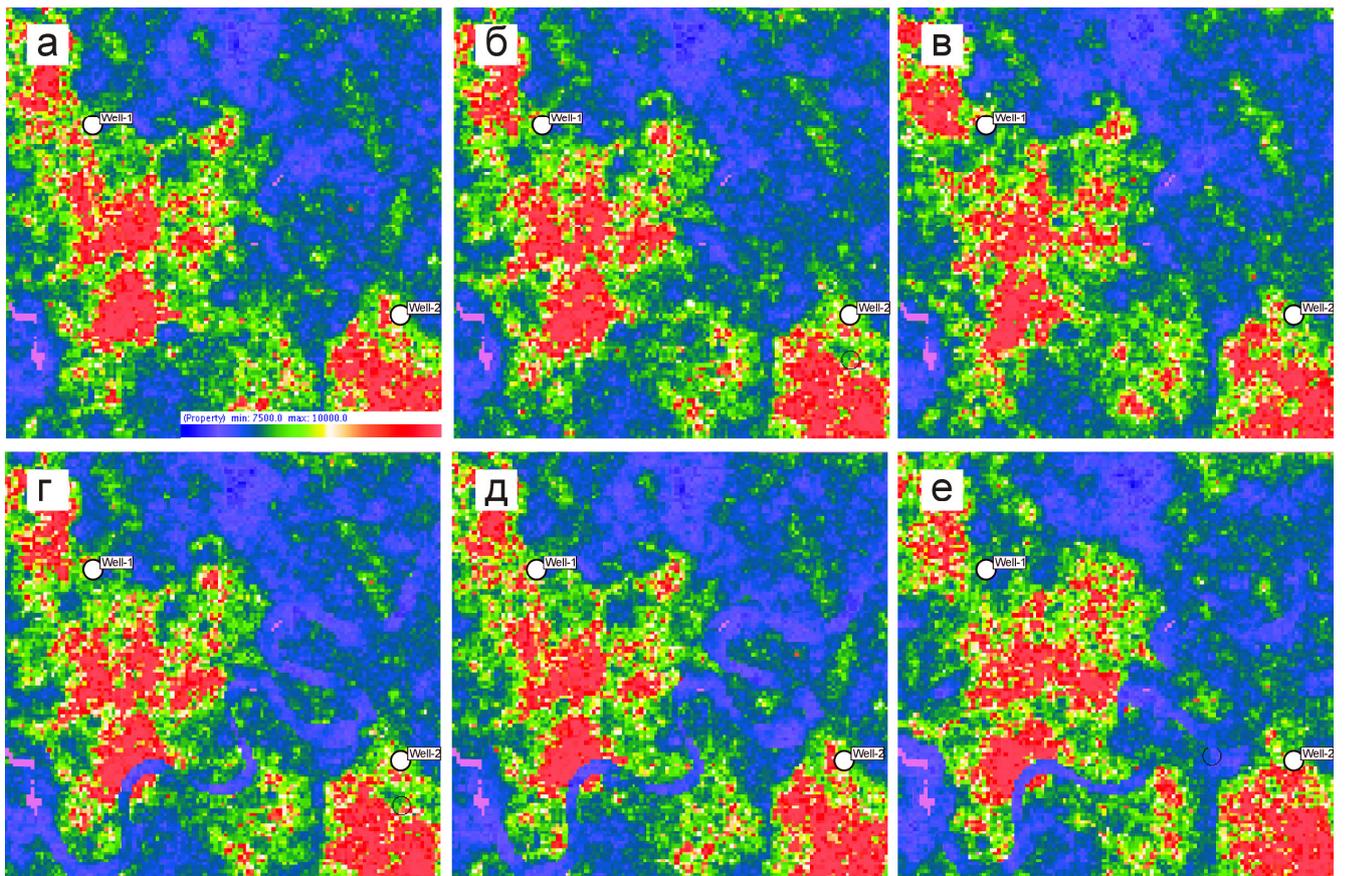


Рисунок 5.17. Стратиграфические срезы импеданса 2 мс вниз от кровли пласта ПК19-1: а, б, в – результат стандартного подхода; г, д, е – результат оптимизации алгоритма.

Таблица 5.2. Сопоставление результатов прогноза акустического импеданса ($\text{м/с}\cdot\text{г/см}^3$) в скважинах, не участвующих в инверсии

Скважина	Well-1	Well-2
Реальное значение	8343	9786
Стандартный подход	9232	9557
Оптимизация алгоритма	9085	9721

5.3. Выводы по главе 5

На примере двух площадей показано, что в случае латерально-неоднородной среды, разработанная методика позволила повысить точность и достоверность количественного прогноза коллекторских свойств.

В случае, если данные бурения описывают фациальное разнообразие исследуемой среды не полностью и часть литологических фаций не вскрыта скважинами стандартный подход к инверсии может привести к неправильным выводам о распределении в пространстве петрофизических и упругих свойств.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С растущей долей разработки неструктурных ловушек современная геофизика испытывает потребность детализации используемых моделей среды. Это проявляется как в вертикальном разделении модели на фациальные группы, так и в усложнении латеральных, пространственных моделей.

В связи с тем, что выборка скважин нерегулярна, функция, описывающая пространственные изменения модели среды, может содержать в себе искажения, связанные с определением масштаба и положения геологических неоднородностей. Информация о нестационарном характере распределения свойств в модели среды может не содержаться в данных бурения. В то же время, сейсмическое поле само по себе содержит информацию о пространственной неоднородности геологической среды, при этом являясь регулярным и непрерывным. Это создает предпосылки более эффективного использования сейсмических данных в процессе изучения распространения свойств в межскважинном пространстве.

Итогом проведенных в диссертационной работе исследований являются:

- оценка влияния особенностей латерально-неоднородной среды на результат сейсмической инверсии на основании площадного и объемного моделирования, а также путем сопоставления результатов прогноза по реальным данным;
- разработанный способ оценки латеральной неоднородности геологической среды по сейсмическому волновому полю;
- разработанная методика повышения эффективности интерпретации сейсмических данных в латерально-неоднородных средах. Методика опробована на реальных данных и показала эффективность для улучшения точности прогноза.

Список литературы

1. Авербух, А.Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке / А.Г. Авербух. – Москва: Недра, 1982.
2. Александрова, Г.Н. Стратиграфия и условия седиментации меловых отложений южной части Варьеганского мегавала (Западная Сибирь) / Г.Н. Александрова, В.А. Космынин, А.В. Постников // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. том 18, № 4. – С. 65-91.
3. Бакиров, В.А. Математические модели анизотропных сред и их использование при интерпретации данных сейсморазведки / В.А. Бакиров, А.К. Урупов. – М.: Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина, 2000.
4. Барабошкин, Е.Ю. Практическая седиментология (терригенные коллектора) / Е.Ю. Барабошкин. – Томск: Томский политехнический университет, 2005.
5. Беркинблит, М. Б. Нейронные сети / М. Б. Беркинблит. — М.: МИРОС и ВЗМШ РАО, 1993.
6. Боганик, Г.Н. Сейсморазведка / Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич. — Тверь: АИС, 2006.
7. Брадучан, Ю.В. Биостратиграфические предпосылки сопоставления неокомских отложений центральной части Западно-Сибирской равнины. Стратиграфия и фации фанерозоя Западной Сибири / Ю.В. Брадучан. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1982. – С. 5-20.
8. Воскресенский, Ю.Н. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков залежей углеводородов: учебное пособие для вузов / Ю.Н. Воскресенский. – М.: РГУ нефти и газа, 2001.
9. Высоцкий, В.Н. Оценка плотностей распределения неструктурных ловушек в юрском и неокомском нефтегазоносных комплексах Западной Сибири / В.Н. Высоцкий, В.Д. Пикулевич // Труды ЗапСибНИГНИ - 1980, вып. 160. - С. 64-67.
10. Гайворонский, И.Н. Коллекторы нефти и газа Западной Сибири. Их вскрытие и опробование / И.Н. Гайворонский, Г.Н. Леоненко, В.С. Замахаев. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
11. Гвоздецкий, Н.А. Карст / Н.А. Гвоздецкий. — М.: Мысль, 1981.
12. Гогоненков, Г.Н. Сеймостратиграфические подразделения нефтеносных осадочных толщ Западной Сибири / Г.Н. Гогоненков, Ю.А. Михайлов // Геология нефти и газа. – 1983. № 7. – С. 49-56.
13. Гогоненков, Г.Н. Сеймостратиграфическая модель неокома Западной Сибири / Г.Н. Гогоненков, Ю.А. Михайлов, С.С. Эльманович, С.В. Потапьев, Д.В. Просняков. – М.: 1989.
14. Гурари, Ф.Г. Формирование залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири / Ф.Г. Гурари, И.Ф. Гурари // Геол.нефти и газа. – 1974. – № 5. С. 49-56.

15. Гулари, Ф.Г. Строение и условия образования клиноформ Западно-Сибирской плиты (история становления представлений): Монография / Ф.Г. Гулари. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003.
16. Дюбрул, О. Использование геостатистики для включения в геологическую модель сейсмических данных / О. Дюбрул. – EAGE Publications, 2002.
17. Еремин, Д.М. Искусственные нейронные сети в интеллектуальных системах управления / Д.М. Еремин, И.Б. Гарцеев. – М.: МИРЭА, 2004.
18. Ермаков, В.И. Условия образования продуктивной толщи сеномана на севере Тюменской области / В.И. Ермаков, А.А. Шаля // Геология нефти и газа. – 1982. – № 1. – С. 31-35.
19. Карнюшина, Е.Е. Литофациальный прогноз строения продуктивного верхнеюрского пласта Потанайской нефтеносной площади (Западная Сибирь) / Е.Е. Карнюшина, Н.А. Коробова, А.Л. Корзун // Вестник Московского университета. – 2005. – Сер. 4. ГЕОЛОГИЯ. № 2. – С. 38 – 48.
20. Ковалевский, Е.В. Геологическое моделирование на основе геостатистики. Учебный курс / Е.В. Ковалевский. – Москва: ОАО «Центральная геофизическая экспедиция (ЦГЭ)», 2011.
21. Конторович, А.Э. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович и др. – М.: Недра, 1975.
22. Корж, М.В. Основные черты палеогеографии юры центральной части Западно-Сибирской низменности / М.В. Корж и др. // – Проблемы геологии нефти. – 1972. - вып 3.
23. Корж, М.В. Палеогеографические критерии нефтегазоносности юры Западной Сибири / М.В. Корж. М.: Наука, 1978.
24. Котельников, В.А. О пропускной способности эфира и проволоки в электросвязи — Всесоюзный энергетический комитет / В.А Котельников // Материалы к I Всесоюзному съезду по вопросам технической реконструкции дела связи и развития слаботочной промышленности. – Москва. - 1933.
25. Левянт, В.Б. Методические рекомендации по использованию данных сейсморазведки для подсчета запасов углеводородов в условиях карбонатных пород с пористостью трещинно-кавернового типа / В.Б. Левянт и др. Москва: ЦГЭ, 2010.
26. Максимов, С. П. Нефтяные и газовые месторождения СССР. Справочник, кн. I, II. Под. ред. С.П. Максимова / С.П. Максимов. М., Недра, 1987.
27. Матерон, Ж. Основы прикладной геостатистики / Ж. Матерон. Москва: Издательство Мир, 1968.

28. Медведев, А.Л. Новый перспективный объект – комплекс заполнения врезанных долин в продуктивных пластах викуловской свиты Каменного месторождения / А.Л. Медведев и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2009. – №1. – С. 4-20.
29. Мкртчян, О.М. Сейсмогеологическое обоснование единой схемы корреляции продуктивных шельфовых пластов неокома Среднего Приобья / О.М. Мкртчян, Н.М. Белкин, В.А. Дегтев // Советская геология. – 1985. - № 11. – С. 115-122.
30. Мушин, И.А. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных / И.А. Мушин и др. – М.: Недра, 1990.
31. Мясоедов, Д.Н. Изучение ачимовских и юрских отложений Западной Сибири с применением технологий Spectral Decomposition и Colour Blending / Д.Н. Мясоедов, Т.В.Давыдова, А.П. Яковлев // Материалы 14-ой международной научно-практической конференции EAGE «Геомодель». – Геленджик. – 2012.
32. Мясоедов, Д.Н. Возможности метода стохастической инверсии, основанной на алгоритме SGS, на примере восстановления тонкого слоя / Д.Н. Мясоедов // Материалы международной научно-практической конференции EAGE «Санкт-Петербург 2012» – Санкт-Петербург. – 2012.
33. Мясоедов, Д.Н. The Problem of Incomplete Prior Information in Stochastic Inversion / Д.Н. Мясоедов // Материалы международной научно-практической конференции EAGE «Санкт-Петербург 2014» – Санкт-Петербург. – 2014.
34. Мясоедов, Д.Н. Проблемы геостатистической инверсии в неоднородной среде / Д.Н. Мясоедов // Геофизика. – 2014. – №6. – С. 13-17.
35. Мясоедов, Д.Н. Влияние интерполяционной модели на результат геостатистической инверсии / Д.Н. Мясоедов // Геофизика. – 2015. – №6. – С. 20-28.
36. Мясоедов, Д.Н. Evaluation Criteria of Model Stationarity, Based on Seismic Wavefield, in Terms of Seismic Inversion / Д.Н. Мясоедов // Материалы международной научно-практической конференции EAGE «Санкт-Петербург 2016» – Санкт-Петербург. – 2016.
37. Мясоедов, Д.Н. Способ оценки стационарности распределения свойств среды по сейсмическим данным / Д.Н. Мясоедов // Геофизика. – 2016. – №3. – С. 22-27.
38. Наумов, А.Л. Об особенностях формирования разреза неокомских отложений Среднего Приобья. Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири / А.Л. Наумов, Т.М. Онищук, М.М. Биншток. – Тюмень: ТИИ, 1977. – С. 39-49.
39. Нежданов, А.А. Сейсмостратиграфия и стратиграфия в узком смысле (sense striato). Актуальные проблемы нефтегазоносных бассейнов / Нежданов А.А, Е.В. Герасимова, И.Н. Халиулин. – Новосибирск: изд-во Новосибирского государственного университета, 2003.

40. Нежданов, А.А. Сейсмологический прогноз и картирование неантиклинальных ловушек нефти и газа в Западной Сибири / Нежданов А.А. – М.: МГП "Геоинформмарк", 1992.
41. Нежданов, А.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири / А.А. Нежданов и др. – М.: Издательство Академии горных наук, 2000.
42. Нестеров, И.И. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины и Объяснительная записка к Атласу / И.И. Нестеров. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976.
43. Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. – Тюмень, 1991.
44. Никишин, А.М. Глубоководные осадочные системы: объемные модели, основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях / А.М. Никишин и др. – Москва: МАКС пресс, 2012
45. Петерсилье, В.И. Методические рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом. Под редакцией В.И.Петерсилье и др / В.И. Петерсилье и др. Москва-Тверь, 2003г.
46. Сердобольский, Л.А. Распространение сейсмических волн / Л.А. Сердобольский. – Москва: Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, 2012
47. Трушкова, Л.Я. Особенности строения продуктивной толщи неокома Обь-Иртышского междуречья / Л.Я. Трушкова // Проблемы стратиграфии. –1969. – Вып. 94. – С. 164-168.
48. Трушкова, Л.Я. Основные закономерности распространения продуктивных пластов и покрышек в неокоме Обь-Иртышского междуречья. Вопросы литологии и палеогеографии Сибири / Л.Я. Трушкова. – Новосибирск, 1970.
49. Уилсон, Д.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ / Д.Л. Уилсон – М.: Недра, 1980.
50. Урупов, А.К. Основы трехмерной сейсморазведки. Учебное пособие для вузов / А.К. Урупов. – М.: ФГУП Изд-во «Нефть и Газ» РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, 2004.
51. Шимкус, К.М. Клиноформы осадочного чехла по данным сейсморазведки / К.М. Шимкус, А.Е. Шлезингер // Литология и полезные ископаемые. – 1984. – №1. – С. 105-116.
52. Шурыгин, Б.Н. Стратификация нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко, В.П. Девятов и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000.
53. Aki, K. Quantitative seismology, theory and meyhods, Volume 1 / K. Aki, P.G. Richards. - W.H. Freeman and company, 1980.

54. Allan, A.S. Model for hydrocarbon migration and entrapment within faulted structures / A.S. Allan // AAPGBull. – 1989. – 73, pp. 803-811.
55. Aminzadeh, F. Geohazard detection and other applications of chimney cubes / F. Aminzadeh, D. Connolly, R. Heggland & P. deGroot // The Leading Edge. – 2002. – July, pp. 681-685.
56. Aminzadeh, F. A neural networks based seismic object detection technique / F. Aminzadeh, P. de Groot // SEG Technical Program Expanded Abstracts. – 2005.
57. Aminzadeh, F. Integrating neural networks and fuzzy logic for improved reservoir property prediction and prospect ranking / F. Aminzadeh, F. Brouwer // 76th SEG Annual Meeting. – New Orleans. – 2006.
58. Avseth, P. Quantitative Seismic Interpretation / P. Avseth, T. Mukerji, G. Mavko. – Cambridge University Press, 2005.
59. Ba, J. Seismic Exploration of Hydrocarbons in Heterogeneous Reservoirs: New Theories, Methods and Applications / J. Ba and others. – Elsevier, English, 2015.
60. Bahorich, M. 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: the coherence cube / M. Bahorich, S. Farmer // The Leading Edge. – 1995. – 14(10), pp. 1053-1058.
61. Bayes, T. «An Essay towards solving a Problem in the Doctrine of Chance. By the late Rev. Mr. Bayes, communicated by Mr. Price, in a letter to John Canton, M. A. and F. R. S.» / T. Bayes, R. Price // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. – 1763. – pp. 370-418.
62. Bonar, D. Spectral Decomposition with f-x-y preconditioning / D. Bonar, M. Sacchi // Geophysical Prospecting. – 2013. – 61 (Suppl. 1). – pp. 152-165.
63. Bracewell, R. The Fourier transform and its applications / R. Bracewell. – McGraw-Hill Publ. Co, 1986.
64. Bull, S. A subsurface evacuation model for submarine slope failure / S. Bull, J. Cartwright, M. Huuse // Basin Research. SEPM (Society for Sedimentary Geology). – 2009. – Volume 21, Issue 4. – pp. 433-443.
65. Castagna, J.P. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks / J.P. Castagna, M.L. Bazle, R.L. Eastwood // Geophysics. – 1985. – v. 50. – pp. 571-581.
66. Castagna, J.P. Offset-dependent reflectivity - Theory and practice of AVO analysis / J.P. Castagna, M.M. Backus. – Soc.Expl. Geophys., 1993.
67. Castagna, J.P., Swan H.W. Principles of AVO crossplotting / J.P. Castagna, H.W. Swan // The Leading Edge. – 1997. – April. – pp. 337-342.
68. Castagna, J.P. Framework for AVO gradient and intercept interpretation / J.P. Castagna, H.W. Swan, D.J. Foster // Geophysics. – 1998. – v. 63, N3. – pp. 948-956.

69. Chakraborty, A. Frequency-time decomposition of seismic data using wavelet-based methods / A. Chakraborty, D. Okaya // *Geophysics*. – 1995. - VOL. 60, NO. 6. – pp. 1906-1916.
70. Chopra, S. Seismic attributes – A historical perspective / S. Chopra, K.J. Marfurt // *Geophysics*. – 2005. – VOL. 70, NO. 5. – pp. 3-28.
71. Clearbout, J.F. Fundamentals of geophysical data processing / J.F. Clearbout. – Blackwell Scientific Publications, 1976.
72. Connolly, P. Elastic impedance / P. Connolly // *The Leading Edge*. – 1999. - April. – pp. 438-452.
73. Cowley, R. Identification and interpretation of leaking hydrocarbons using seismic data: a comparative montage of examples from the major fields in Australia's northwest shelf and Gippsland Basin / R. Cowley, G.W. O'Brien // *APPEAJ*. – 2000. – v. 40. – pp. - 121-150.
74. de Groot, P. Selecting and combining attributes to enhance detection of seismic objects / P. de Groot, H. Ligtenberg, P. Meldahl, R. Heggland // 63rd EAGE conference, Extended abstract. – Amsterdam. – 2001.
75. de Groot, P. Interactive multi-volume seismic attribute analysis in OpendTect / P de Groot // *Drilling & Exploration World*. – 2006. – Vol. 15 No. 3. – pp. 70-73.
76. de Groot, P. Neural Networks and Other Soft Computing Techniques with Applications in the Oil Industry / P. de Groot, F. Aminzadeh. - EAGE Publications, 2006.
77. de Rooij, M. Meta-attributes - the key to multivolume, multiattribute interpretation / M. de Rooij, K. Tingdahl // *The Leading Edge*. – 2002. – October. – Pp. 1050-1058.
78. Deutsch, C. Geostatistical Software Library and User's Guide / C. Deutsch, A. Journel. – Oxford University Press, 1992.
79. Deville, E. New insight for the origin and process of mud volcanism in Trinidad / E. Deville and others // *Extended abstracts to the Subsurface Sediment Mobilisation Conference*. – Ghent. – 2001.
80. Doyen, P.M. Seismic Reservoir Characterization. An Earth Modelling Perspective / P.M. Doyen. – EAGE Publications, 2007.
81. Dubose, J.B. A time domain process for single trace inversion / J.B. Dubose // *Canadian Journal of Exploration Geologists*. – 1991. – Vol. 27, No. 1. – pp. 18-23.
82. Dubrule, O. Geostatistics for seismic data integration in earth models / O. Dubrule // *SEG/EAGE distinguished instructor short course*. – 2003. – № 6.
83. Eichkitz, C.G. Enhanced coherence attribute imaging by structurally oriented filtering / C.G. Eichkitz // *First break*. – 2012. – volume 30/3. – pp. 75-81.
84. Goloshubin, G. Reservoir permeability from seismic attribute analysis / G. Goloshubin and others // *The Leading Edge*. – 2008. - March. – pp. 376-381.

85. Haas, A. Geostatistical inversion—a sequential method of stochastic reservoir modelling constrained by seismic data / A. Haas, O Dubrule // FIRST BREAK. – 1994. – VOL 12, NO 11. – pp. 561-569.
86. Hedberg, H.D. Methane generation and petroleum migration. In: Problems in Petroleum Migration (Ed. by W.H. Roberts II & R.J. Cordell) / H.D. Hedberg // AAPGStud.Geol. – 1980. – vol. 10. – pp. 179-206.
87. Henderson, J. Automated delineation of geological elements from 3D seismic data through analysis of multichannel / J. Henderson, S. Purves, C. Leppard. - Volumetric spectral decomposition data, 1998.
88. Hilterman, F.J. Interpretative lessons from three-dimensional modeling / F.J. Hilterman // Geophys. – 1982. – vol. 47. – pp. 784-808.
89. Jibrin, B.W. Application of volumetric seismic attributes to delineate fault geometry: Examples from the outer fold and thrust belt, deepwater Niger Delta (Joint Development Zone) / B.W. Jibrin and others. 2009.
90. Kahneman, D. Judgment under Uncertainty: Heuristics and Biases / D. Kahneman. – Cambridge University Press, 2005.
91. Kemper, M. Joint Impedance and Facies Inversion – Seismic inversion redefined / M. Kemper // First Break. – 2014. – Volume 32. – pp. 92-95.
92. Koefoed, O. On the effect of Poisson's ratios of rock strata on the reflection coefficients of plane waves / O. Koefoed // Geophysical Prospecting. – 1955. – v.3. – pp. 381-387.
93. Koren, Z. Full-azimuth Subsurface Angle Domain Wavefield Decomposition and Imaging / Z. Koren, I. Ravve // Geophysics. – 2011. – Vol 76 № 1.
94. Lancaster S. Fast-track 'coloured' inversion / S. Lancaster, D. Whitcombe // SEG. Expanded Abstracts. - 2000.
95. Larsen, J.A. AVO inversion by simultaneous PP and PS inversion: M.Sc. Thesis / J.A. Larsen. - University of Calgary, 1999.
96. Liavang, J. Enhancing reservoir visualization with spectral decomposition / J. Liavang, R. Zhang, K. Mirotchnik // Dew Journal. – 2006. – July. – pp. 398-401.
97. Ligtenberg, H. Fluid migration path detection in seismic data, a valuable tool in oil and gas exploration / H. Ligtenberg // European Geologist Magazine. – 2003. – volume 15. – pp. 111-114.
98. Liu, E. Seismic Fracture Characterisation: Concepts and Practical Application / E. Liu, A. Martinez. – EAGE Publications bv. Englishm Paperback, 2013.
99. Luo, Y. Edge detection and stratigraphic analysis using 3D seismic data / Y. Luo, W.G. Higgs, W.S. Kowalik // SEG, Expanded Abstracts. – 1996. – pp. 324-327.

100. Morris, H. Rock physics and reservoir characterization of a calcitic-dolomitic sandstone reservoir / H. Morris, B. Hardy, E. Efthymiou, T. Kearney // *First Break*. – 2011. – Volume 29. – pp. 71-79.
101. Mahmoudian, F. AVO inversion of multicomponent data for P and S impedance / F. Mahmoudian, F.G. Margrave. CREWES Project, University of Calgary, 2004.
102. Malkin, A. Inversion of reflectivity type AVO attributes / A. Malkin, A. Canning, U. Zakhem // SEG, Expanded Abstracts. – 1999.
103. Margrave, G.F. Joint PP and PS seismic inversion / G.F. Margrave, R.R. Stewart, J.A. Larsen // *The Leading Edge*. – 2001. – pp. 1048-1052.
104. Marmalyevskyy, N. Migration of Duplex Waves / N. Marmalyevskyy and others// 75th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstract/ - 2005. – pp. 2025-2028.
105. Marmalyevskyy, N. Duplex wave migration for coal-bed methane prediction / N. Marmalyevskyy and others// 71th EAGE Conference & Exhibition. – Amsterdam. – 2009.
106. Matheron, G. The theory of regionalized variables and its applications / G. Matheron. Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathematique de Fontainebleau, n 5, published by the Ecole Nationale Superieure des Mines de Paris, 1971.
107. Matheron, G. The Intrinsic Random Functions and Their Application / G. Matheron. *Adv. Appl. Probability*. n. 5, 1973. – pp. 439-468.
108. Matsuoka, T. Information theory measures with application to model identification / T. Matsuoka, T.J. Ulrych // *IEEE Trans. Acoust., Speech, Signal Processing*, ASSP-34. – 1986. – pp. 511–517.
109. Mavko G. The rock physics handbook / G. Mavko, T. Mukerji, J. Dvorkin. – Cambridge university press, 1998.
110. McArdle, N.J. Understanding seismic thin-bed responses using frequency decomposition and RGB blending / N.J. McArdle, M.A. Ackers // *First Break*. – 2012. – vol. 30. – pp. 57-65.
111. Morozov, P. Application of High Definition Frequency Decomposition techniques on Western Siberia reservoirs / P. Morozov, V.V. Kiselev, A.M. Milyushkin, D.N. Myasoedov // EAGE «Tyumen 2013». – Tyumen. – 2013.
112. Muerdter, D. The effect of reflector dip on AVO analysis / D. Muerdter, T.L. Kelly, R.V. Koughnet // SEG. – Houston. – 2005. – pp. 281-285.
113. Myasoedov, D.N. Integration of qualitative and quantitative seismic methods by the example of one of the deposits in Western Siberia / D.N. Myasoedov // 76th EAGE Annual Meeting, Expanded Abstracts. – Amsterdam. The Netherlands. – 2014.
114. Myers, D.E. To Be or Not to Be... Stationary? That is the Question / D.E. Myers // *Mathematical Geology*. – 1989. – Vol. 21, No. 3. – pp. 347-362.

115. Nyquist, N. Certain topics in telegraph transmission theory / N. Nyquist // Trans. AIEE. – 1928. – vol. 47. – pp. 617-644.
116. Oliver, D.S. Inverse Theory for Petroleum Reservoir Characterization and history Matching / D.S. Oliver, A.C. Reynolds, N. Liu. – Cambridge University press, 2008.
117. Partyka, G.A. Interpretational Aspects of Spectral Decomposition / G.A. Partyka, J.M. Gridley // Abstract, Istambul '97 International Geophysical Conference and Exposition. – 1997.
118. Pearson, K. On lines and panels of closest fit to system of points in space / K. Pearson // Philosophical Magazine. – 1901. – vol. 2. – pp. 559-572.
119. Puryear, C.I. Layer thickness determination and stratigraphic interpretation using spectral inversion. Theory and application / C.I. Puryear, J.P. Castagna // Geophysics. – 2008. – Vol. 73. No 2.- pp. 37-48.
120. Rabben, E. Nonlinear Bayesian joint inversion of seismic reflection coefficients / E. Rabben, H. Tjelmeland, B. Ursin // Geophysical Journal International. – 2008. – 173. – pp. 265-280.
121. Rezvandehy, M. Integrating seismic attributes in the accurate modeling of geological structures and determining the storage of the gas reservoir in Gorgan Plain (North of Iran) / M. Rezvandehy, H. Aghababaei, S.H. Tabatabaee Raissi // Journal of Applied Geophysics. – 2011. – Vol. 73. – pp. 187-195.
122. Ross, C.P. Nonbright-spot AVO: Two examples / C.P. Ross, D.L. Kinman // GEOPHYSICS – 1995. – VOL. 60, NO. – pp. 1398-1408.
123. Ross, C.P. Comparison of popular AVO attributes, AVO inversion, and calibrated AVO predictions / C.P. Ross // The Leading Edge. – 2002. – March. – pp. 244-252.
124. Rutherford, S.R. Amplitude-versus-offset variation in gas sands / S.R. Rutherford, R.H. Williams // Geophysics. – 1989. – v.54, N 6. – pp. 680-688.
125. Sakamoto, Y. Akaike information criterion statistics / Y. Sakamoto, M. Ishiguro, G. Kitagawa. – D. Reidel Publ. Co, 1986.
126. Sams, M.S. Integration of geology and geophysics through geostatistical inversion: a case study / M.S. Sams and others // First Break. – 2011. – 29 (8). – pp. 1-10.
127. Scales, J.A. Prior information and uncertainty in inverse problems. Tutorial / J.A. Scales, L. Tenorio // GEOPHYSICS. – 2001. - VOL. 66, NO. 2. – pp. 389–397.
128. Sheriff, R. Reservoir Geophysics / R. Sheriff. – SEG Publication, 1984.
129. Shuey, R.T. A simplification of the Zoeppritz equations / R.T. Shuey // Geophysics. – 1985. – vol. 50 (9). – pp. 609–614.
130. Sinha, S. Spectral decomposition / S. Sinha and others // Geophysics. – 2005. – vol. 70 (6). – pp. 19–25.

131. Strebelle, S. Sequential simulation drawing structures from training images. PhD thesis / S. Strebelle. – Stanford: Stanford University, CA, 2000.
132. Tarantola, A. Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation / A. Tarantola // GEOPHYSICS. – 1984. – VOL. 49, NO. – pp.1259-1266.
133. Ulrych, T.J. Bayes tour of inversion. A tutorial / T.J. Ulrych, M.D. Sacchi, A.A. Woodbury // GEOPHYSICS. – 2001. – VOL. 66, NO. 1. – pp. 55–69,
134. Ulrych, T.J. Information-based inversion and processing with applications / T.J. Ulrych, M.D. Sacchi. – The Netherlands: Elsevier, 2005
135. Virieux, J. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics / J. Virieux, S. Operto // GEOPHYSICS. – 2009. – VOL. 74, NO. 6. – pp. 127-152.
136. Walden, A.T. An investigation of the spectral properties of primary reflection coefficients / A.T. Walden, J.W. Hosken // Geophysical Prospecting. – 1985. – vol. 33. – pp. 400-435.
137. Welsh, A. Spectral Decomposition of Seismic Reflection Data to Detect Gas Related Frequency Anomalies / A. Welsh and others// 70th EAGE Conference & Exhibition. – Rome, Italy. – 2008.
138. Whitcombe, D. Extended Elastic Impedance for fluid and lithology prediction / D. Whitcombe and others // Geophysics. – 2002. – vol. 67, 1. – pp. 63-67.
139. White, R.E. Partial coherence matching of synthetic seismograms with seismic traces / R.E. White // Geophysical Prospecting. – 1980. – vol. 28. – pp. 333-358.
140. White, R.E. The accuracy of well ties: practical procedures and examples / R.E. White. – Research School of Geological & Geophysical Sciences, Birkbeck College & University, 1997.
141. Widess, M.B. How thin is a thin bed? / M.B. Widess // GEOPHYSICS. – 1973. – VOL. 38, NO. 6. – pp. 1176-1180.
142. Yilmaz, O. Seismic data processing / O. Yilmaz. – Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1986.
143. Zhang, H. Joint PP-PS inversion at Pikes Peak oil field, Saskatchewan / H. Zhang, G.F. Margrave, R.J. Brown // CREWES Research Report. – 2002. – Volume 14. – pp. 1-14.
144. Zoeppritz, K. On the reflection and penetration of seismic waves through unstable layers. // Gottinger Navhr.1. – 1919 - Erdbebenwellen VII B. – pp. 66-84.