

**Федеральное бюджетное государственное образовательное учреждение  
высшего профессионального образования  
«Ухтинский государственный технический университет»**

**На правах рукописи**

**Скворцов Антон Андреевич**

**Разработка комплексной методики выделения палеокарстовых  
структур и прогнозирования зон трещиноватости в верхнедевонских  
отложениях Ижма-Печорской впадины**

**Специальность 25.00.16 - Горнопромышленная и  
нефтегазопромысловая геология, геофизика, маркшейдерское дело и  
геометрия недр**

**Диссертация на соискание ученой степени кандидата  
технических наук**

**Научный руководитель:  
к.т.н. Кулешов В.Е.**

**Ухта - 2015**

## Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Особенности геологического строения района работ .....	7
1.1 Геолого-геофизическая изученность.....	7
1.1.1 Геологическая изученность .....	7
1.1.2 Геофизическая изученность .....	9
1.2 Стратиграфия .....	11
1.3 Тектоника .....	18
1.4 Нефтегазоносность.....	22
1.4.1 Промышленная нефтегазоносность.....	22
1.4.2 Перспективные НГК.....	23
1.5 Краткая сейсмогеологическая характеристика .....	25
1.6 Современный структурный план площади работ .....	26
1.6.1 История геологического развития исследуемого района.....	29
1.6.2 Карстовые воронки в верхнедевонском интервале.....	39
1.7 Диагенетические и эпигенетические изменения карбонатных осадков- пород.....	42
1.8 Классификация продуктов карстования и фаций .....	48
1.9 Характеристика палеокарстовых структур.....	56
1.10 Выделение палеокарстовых структур в пределах Тимано-Печорской провинции .....	65
Глава 2. Исходные данные для выполнения исследований.....	68
2.1 Методика сейсморазведочных работ на исследуемой площади .....	68
2.2 Цифровая обработка сейсмических данных.....	69
2.3 Геофизические исследования скважин .....	70
2.3.1 Методика интерпретации материалов ГИС.....	71
2.4 Стратиграфическая привязка сейсмических отражений к скважинам, характеристика волн и сейсмогеологических свойств верхнедевонского интервала.....	76

2.5 Метод сейсмической инверсии для выделения зон с пониженными фильтрационно-ёмкостными свойствами, связанными с развитием палеокарста в районе исследований.....	79
2.6.1 Математические методы, применяемые в сейсмической инверсии .....	87
2.6.2 Акустическая инверсия.....	90
Глава 3. Метод ортогональной декомпозиции для выделения зон трещиноватости.....	105
3.1 Теоретическая основа предлагаемого метода.....	105
3.2 Применение метода для данных, полученных в пределах района исследований .....	109
Глава 4. Комплексный анализ результатов исследований.....	112
4.1 Физико-литологическая характеристика коллекторов по керну.....	112
4.2 Акустические свойства разреза .....	117
4.3 Сопоставление полученной информации .....	125
Заключение .....	127
Список литературы .....	129

## **Введение**

Карбонатный тип коллектора является наиболее распространённым в мире. Статистика указывает на то, что около 20-30% всех мировых извлекаемых запасов углеводородов относятся к отложениям, накопление которых предшествовало длительным перерывам в осадконакоплении [65]. Установившиеся в течение таких перерывов, гумидные условия являются благоприятным фактором для протекания процессов поверхностного карстообразования. Это в первую очередь связано с характерным избыточным увлажнением территории, которое формирует активные поверхностные стоки ручьёв и рек, что способствует развитию эрозионных форм рельефа, в том числе карстовых полостей. При дальнейших сменах обстановок осадконакопления сформированные системы карстовых полостей подвергаются естественному погружению на современные глубины, что приводит к их разрушению в результате воздействия горного давления, создаваемого вышележащими породами. Зоны скопления погребённых обрушенных карстовых полостей называют системами палеокарстовых структур [78]. Внутри карстовых полостей при обрушении стенок формируются хаотичные брекчии различного размера. Несмотря на разрушение основных полостей, в этих зонах остаётся значительный объём пустотного пространства, кроме этого формируются дополнительные литогенетические трещины за счёт высвобождения геостатического напряжения вокруг полостей. Уплотнение брекчий внутри бывшей полости в ходе дальнейшего погружения территории часто сопровождается эпигенетическим минералообразованием, что приводит к сокращению объёма порового пространства и снижению проницаемости пород. Это приводит к формированию зон с пониженными фильтрационно-ёмкостными свойствами в пределах карбонатного коллектора. В такой ситуации палеокарстовые системы могут оказывать существенное влияние на развитие неоднородности и расчленённости карбонатного коллектора. Поэтому очевидно, что тщательное и детальное изучение палеокарстовых систем является важным научным этапом при проведении геологоразведочных работ.

Во избежание получения отрицательных результатов бурения требуется выявлять зоны размещения палеокарстовых систем и связанной с ними трещиноватости, оценивать их влияние на коллекторские свойства и учитывать полученную информацию на стадии проектирования разведочного и эксплуатационного бурения.

Учитывая вышесказанное, появилась необходимость разработать комплексную методику определения зон развития палеокарстовых структур и трещиноватости, основанную на комбинировании результатов керновых исследований, интерпретации комплекса ГИС, сейсмических и промысловых данных.

### **Научная новизна**

1. С помощью использования комплексной методики детализирована палеофациальная обстановка доманиково-сирачойского времени с выделением карбонатных построек, предрифовых и зарифовых фаций.

2. Научно обоснованы показатели акустической жёсткости отложений доманиково-сирачойского возраста, а также природа формирования кольцеобразных структур, выделенных по данным 3D сейсморазведки.

3. Выделены типовые параметры специальных методов ГИС для палеокарстовых интервалов с неблагоприятными коллекторскими свойствами для прогноза их развития в межскважинном пространстве с помощью сейсмической инверсии.

4. Впервые для Тимано-Печорской провинции использована технология ортогональной декомпозиции сейсмических данных в комплексе с фактическими промысловыми данными, и с её помощью выделены зоны трещиноватости в доманиково-сирачойских отложениях.

### **Основные защищаемые положения**

1. Зоны позднедевонского карстообразования с характерными формами и структурами палеокарстового рельефа, а также распределение коллекторских свойств пород картируются сейсморазведкой 3D.

2. Значительные различия дебитов скважин на изучаемой площади обусловлены неравномерным заполнением пустотного пространства вторичными минералами и продуктами обрушения кровли карстовых полостей на стадии эпигенеза пород.

3. Метод ортогональной декомпозиции позволяет выделять зоны трещиноватости в доманиково-сирачойских отложениях центральной части Ижма-Печорской впадины.

4. Разработанная методика комплексного изучения керна, ГИС, сейсмической инверсии позволяет выделять, характеризовать и прогнозировать распространение как распознаваемых при традиционном разрешении сейсмических данных (с помощью параметризации сейсмических данных), так и мелких (с помощью инверсии) палеокарстовых структур.

### **Практическая значимость работы**

Разработанная методика изучения палеокарстовых структур будет использована для выделения и характеристики палеокарстовых структур на смежных территориях. Результаты работы на изучаемой площади учтены отделом разработки месторождений ООО «ЛУКОЙЛ-Коми» в рамках проектирования эксплуатационного бурения в пределах изучаемой площади.

### **Апробация работы**

Основные положения и результаты работы докладывались на следующих научных конференциях: Севергеоэкотех (Ухта, 2009, 2010, 2012, 2014), Рассохинские чтения (Ухта, 2009, 2010, 2012, 2014, 2015), конференция молодых специалистов ООО «ЛУКОЙЛ-Коми» (Усинск, 2011, 2012), конференция AAPG Imperial Barrel Awards (Прага, 2013), преподавательская конференция УГТУ (Ухта, 2014), SPE Russian Oil & Gas Exploration & Production Technical Conference and Exhibition (Москва, 2014), геологическая конференция ОАО «ЛУКОЙЛ» – Современное состояние, тенденции развития и применения инновационных технологий ГРП с целью обеспечения роста ресурсной базы Компании, (Москва, 2014).

# Глава 1. Особенности геологического строения района работ

## 1.1 Геолого-геофизическая изученность

### 1.1.1 Геологическая изученность

Исследуемая площадь расположена на территории Ижемского района Республики Коми, в 10 км к юго-западу от посёлка Щельяюр (рис.1.1).

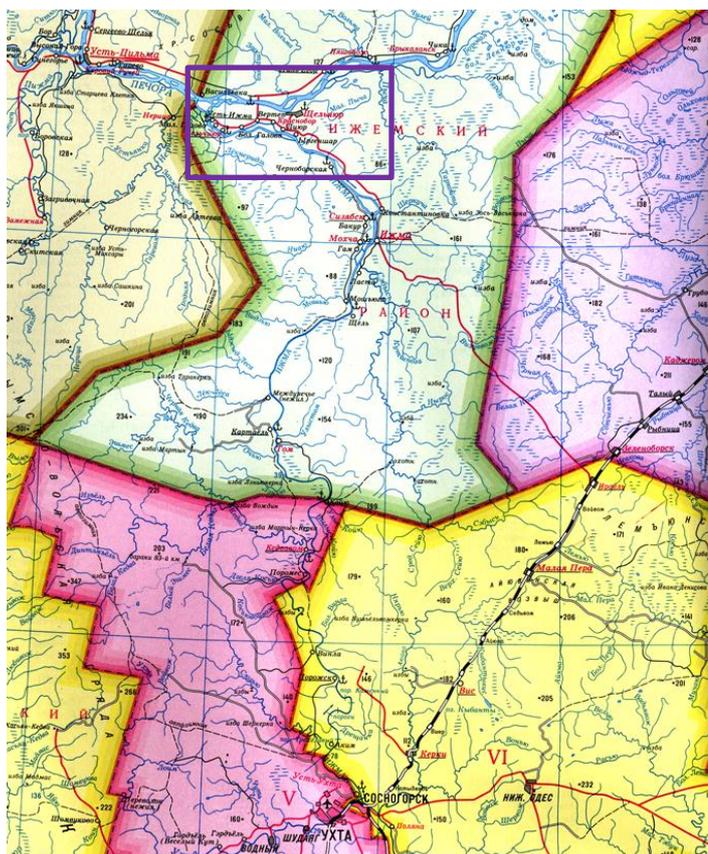


Рисунок 1.1 Расположение участка полевых сейсморазведочных работ.

В результате геологических работ к настоящему времени вся изучаемая территория покрыта геологической съёмкой масштаба 1:200000.

Параллельно с геофизическими методами исследований на изучаемой и сопредельных площадях выполнен большой объём поискового и разведочного бурения.

Глубокое бурение в широтной излучине р. Печоры начато в 1959 году бурением поисково-оценочной скважины 1-Усть-Цильма. Первыми скважинами, пробуренными в пределах Ижемской впадины, были поисково-оценочная скв. 1-Кипиево и поисково-структурная скв. 1-Малая Пера, заложенные в 1960 году. На территории впадины пробурено более 40

параметрических, поисковых и разведочных скважин, вскрывших палеозойские отложения осадочного чехла, с проведением комплекса геофизических исследований скважин. В большинстве скважин проведено вертикальное сейсмическое профилирование.

Данные глубокого бурения позволили в значительной степени уточнить геологическое строение территории, определить перспективные отложения на нефть и газ, изучить скоростную характеристику разреза, уточнить стратиграфическую приуроченность сейсмических горизонтов, изучить физические свойства пород. В результате выполненных буровых и промыслово-геофизических работ установлено отсутствие в пределах впадины отложений среднего девона, ограниченное распространение отложений верхнего ордовика и нижнего силура, а также яранского и джьерского горизонтов франского яруса.

Поисковым бурением разрез Ижемской впадины изучен до пород фундамента (R3-V) включительно – скважины 1-Кипиево, 1-Усть-Цильма, 15-Верхняя Вольма, 10-Пыча, 1-В. Щельяюр, 3-Низевая и 1-Южно-Болотная вскрыли фундамент [1, 2].

В пределах открытого на изучаемой площади месторождения выявлены залежи нефти в рифогенных отложениях доманикового горизонта и в карбонатных отложениях сирачойского горизонта верхнефранского подъяруса верхнего девона (табл.1.1).

Ижемская впадина была постоянным объектом тематических исследований, в которых в разное время обобщались результаты стратиграфических и геолого-геофизических работ [3, 4, 5].

Особый интерес исследователей вызывают распространение, строение и коллекторские свойства рифовых массивов, установленных на данной территории и сопредельных областях в 80-х годах. Изучение рифогенных образований на территории Тимано-Печорской провинции (ТПП), в связи с их нефтеносностью, началось со второй половины XX века. В это время для обнаружения рифовых отложений были разработаны специальные методы поисков и разведки с учётом региональных особенностей ТПП [38].

Наиболее детальные модели строения и формирования органогенных построек на территории ТПП разрабатывались Беляевой Н.В. [6, 7], Богдановым Б.П. [6], Жемчуговой В.А. [13], Меннером В.В. [39], Пармузиной Л.В. [44], а также сотрудниками ОАО «Севергеофизика» [8, 9, 10] и ТПНИЦ [2, 11].

Таблица 1.1 – Краткие сведения о пробуренных скважинах

№ скважины, площадь	Альтиту да (м)	Категория скважины	Год бурения	Забой		Сейсмокаротаж	
				Глубина, м	Стратигр.	Глубина, м	Стратигр.
1-Щельяюрская	51.0	параметрическая	1962-64	2213,5	D <sub>3</sub> dm	-	-
1-В. Щельяюрская	89.9	параметрическая	1985-86	3382	PR	3250	PR
13-Щельяюрская	89.9	поисковая	2001	2155	D <sub>3</sub> dm	2155	D <sub>3</sub> dm
14-В. Щельяюрская	89.0	поисковая	2001	2306	O <sub>1</sub> nb	2306	O <sub>1</sub> nb
19-Щельяюрская	92.0	разведочная	2003	2166	D <sub>3</sub> dm	-	-
20-Щельяюрская	92.5	поисковая	2002	2163	D <sub>3</sub> dm	-	-
15-Щельяюрская	89,0	разведочная	2004	2170	D <sub>3</sub> dm	2136	D <sub>3</sub> dm

### 1.1.2 Геофизическая изученность

В пределах Ижемской впадины проводились площадные и детальные гравиразведочные, электроразведочные, сейсморазведочные и аэромагнитные работы.

По результатам выполненных работ выявлены основные тектонические элементы, их связь с геофизическими полями, получены данные о физических свойствах горных пород, установлено блоковое строение фундамента и дизъюнктивный характер сочленения Нерицкой и Ижемской ступеней, выделены глубинные разломы, контролирующие развитие рифогенных построек, намечены аномальные зоны, связываемые с рифогенными образованиями семилукско-бурегского (доманикового) возраста.

Сейсморазведочные исследования начаты с середины 50-х годов и проводились до 1976-1977 годов. Проводились как речные сейсморазведочные работы методом отражённых волн (МОВ) так и площадные работы МОВ, и корреляционным методом преломлённых волн (КМПВ) по редкой сети

профилей (Россин Я.Д., Матвиевская Н.Д., Фомичева О.Л., Андреева К.И., Грицкевич Г.И., Савицкая Л.П., Голдобина К.Н.).

В результате этих работ освещено строение осадочной толщи от меловых до среднедевонских отложений. Установлено региональное погружение фундамента и осадочной толщи в северо-восточном направлении, высказано предположение о блоковом строении фундамента и его различном вещественном составе. По отражающим горизонтам в отложениях пермидевона выявлен ряд структур и структурных осложнений, в пределах которых рекомендовано бурение параметрических скважин.

Во второй половине 70-х годов на исследуемой и сопредельных с проектируемой территориях проводились исследования методом общей глубинной точки (МОГТ). В результате работ более детально охарактеризован структурный план по ряду опорных горизонтов в осадочном чехле и по поверхности фундамента, выявлен ряд малоамплитудных структур. Была прослежена зона барьерного рифа верхнефранского возраста, в пределах которой был выявлен ряд локальных структур. Последующим бурением в этой зоне были открыты месторождения нефти: Низевое, Южно-Низевое, Макарьельское, Щельяюрское и Демаельское.

В пределах площади работ наиболее крупными антиклинальными структурами являются: Щельяюрская и Восточно-Щельяюрская.

Щельяюрская локальная структура выявлена работами МОГТ с/п. 10688, 10690 (Гудкова В.Д., 1988-1990 гг.). В 2003 г. речными сейсморазведочными работами с/п. 1710 на Осиновой и Щельяюрской площадях установлено её северное замыкание [45, 46]. Восточно-Щельяюрская структура обособилась от ранее выделенной Щельяюрской структуры в результате работ с/п. 10689 (Гудкова, 1990). Южно-Щельяюрская структура была выделена с/п. 12-02 по результатам работ в 2001-2003 г. [25].

В 2002 г. в пределах Щельяюрской и Восточно-Щельяюрской структур полевая сеймопартия 12-02-3D проводила детальные работы МОГТ-3D. В результате проведённых работ уточнено строение поверхности фундамента и

осадочного чехла от ордовика до перми [25]. Дальнейшими работами в 2004 году на Осиновой и Щельяюрской площадях, с привлечением данных предыдущих работ, по кровле фундамента и в ордовикском интервале выделены глубинные разломы типа сбросов. Эти разломы обусловили блочное строение рассматриваемого комплекса, а в последующем контролировали заложение внутришельфовой депрессии, развитие по её бортам рифогенных построек и внутреннюю структуру зарифовой зоны. Также выявлены тектонические разломы кольцевых форм по типу проседания (палеокарстовые структуры) в сирачойских отложениях, которые в рамках этих текущих исследований были перекалифицированы в карстовые воронки.

В конце 2004 г. на территории работ была разбурена скважина 15-Щельяюр 2004 г. и проведены новейшие исследования по методике вертикального сейсмического профилирования и непродольного вертикального сейсмического профилирования (Газарян З.И., 2005 г.), результаты которых использовались при интерпретации данных 3D-МОГТ.

## **1.2 Стратиграфия**

В геологическом строении исследуемой площади принимают участие верхнепротерозойские, палеозойские, мезозойские и четвертичные отложения.

### **Фундамент**

В Ижемской впадине возраст фундамента считается рифейско-вендским [12, 13, 14]. Фундамент представлен алевритовыми сланцами, кварцито-песчаниками, биотитовыми сланцами, мраморизованными известняками с онколитами и гранитами предположительно венд-кембрийского возраста. Рифейский сланцевый комплекс выделяется по сопоставлению с Тиманом. Вендские отложения вскрыты в ряде скважин Ижемской впадины и Омра-Лузской седловины, в том числе в скв. 1-В. Щельяюр [24]. В керне преобладают красновато-серые и красные алевритовые и глинистые сланцы с прослоями среднезернистого песчаника. По данным бурения наблюдается общее погружение поверхности фундамента в восточном направлении от 2583 м (скв.

1-Усть-Цильма) и 3065 (скв.1- В. Щельяюр) до 3005 м (скв.3-Низевая) и 3218 м (скв. 10-Пычская). Скважиной 1-Южно-Болотная на глубине 2500 м вскрыты интрузивные образования, представленные розовато-серыми и серыми лейкократовыми гранитами. Кровля гранитов, входящих в состав фундамента, по данным ГИС выделяется на уровне 2456 м. В скважине 1-В. Щельяюр в составе фундамента выделяются две толщи (предположительно вендского возраста). Нижняя – представлена серыми и зеленовато-серыми алевросланцами серицит-кварц-хлоритового состава с прослоями глинистых и песчаных сланцев [24]. Верхняя толща (3265-3110 м) слагается красноцветными алевросланцами, в различной степени обогащёнными окислами и гидроокислами железа. В долблении 27 (3107-3112 м) установлена неслоистая бурая порода с брекчиевидной структурой, с обломками неправильной формы, каолиновыми включениями и выделениями гидроокислов железа. В целом верхняя часть разреза фундамента интерпретируется как кора выветривания. Близкая по составу кора выветривания обнаружена в скважине 1-Сев. Мылва.

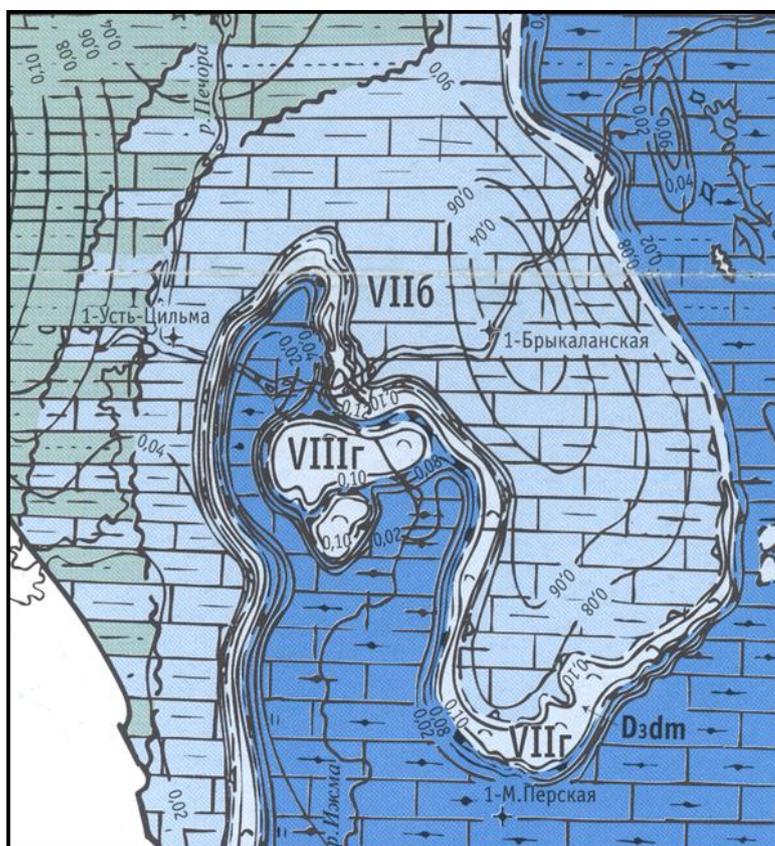
Непосредственно выше данных образований в этой скважине обнаружены акритархи среднего кембрия, что даёт основание предполагать раннекембрийское время формирования собственно коры выветривания [24]. В конце венда рассматриваемая территория, вплоть до Припечорского разлома включительно, представляла собой пассивную окраину континента Балтия [42]. С поверхностью фундамента отождествляется ОГ VI (PR).

#### Ордовикская система

На эродированной поверхности фундамента с угловым и стратиграфическим несогласием залегают образования ордовикского возраста, с которых начинается разрез осадочного чехла.

Ордовикская система представлена седьельской и нибельской свитами нижнего отдела. В составе седьельской свиты преобладают песчаники: в нижней части красноцветные полимиктовые, в верхней – белые кварцевые. Мощность седьельской свиты в скв.1-В. Щельяюр составляет 398 м, в скв. 3-Низевая – 368 м.

Отложения нибельской свиты по литологическим признакам можно разделить на 3 пачки (снизу вверх): розовых песчаников, аргиллитовую и песчано-аргиллитовую. Мощность нибельских образований увеличивается на восток, и в скважине 1-Низевая составляет 347 м, скв. 3-Низевая – 337 м, скв 1-Макаръельская – 401 м, в скв. 1-В. Щельяюрская – 357 м. К кровле пачки розовых песчаников приурочен ОГ V(O<sub>1</sub>nb). Общая мощность нижнеордовикских отложений сокращается к западному борту Ижемской впадины от 836 м (скв. 10-Пычская) до 755 м. – в скв. 1-В. Щельяюр и до 705 м (скв. 3-Низевая).



#### Фациальные зоны:

- VIIб – мелководно-шельфовая с карбонатным осадконакоплением
- VIIг – барьерные рифовые системы
- VIIIб – умеренно глубоководно-шельфовая с некомпенсированным глинисто-карбонатным осадконакоплением
- VIIIг – островные рифовые системы

Рисунок 1.2 Фрагмент карты литофаций доманикового горизонта франского яруса верхнего девона.

## Девонская система

На размытой поверхности нижнеордовикских отложений со стратиграфическим несогласием залегают верхнедевонские отложения в объёме франского и фаменского ярусов.

В составе франского яруса выделяются верхняя часть нижнего подъяруса (тиманский горизонт), средний (саргаевский и доманиковый горизонты) и верхний (ветласянский, сирачойский, евлановский и ливенский горизонты) подъярусы.

Тиманские отложения представлены аргиллитами с прослоями алевролитов и известняков, а саргаевские – переслаиванием глинистых известняков с аргиллитами. Общая мощность девонских поддоманиковых отложений составляет 20-50 м. К подошве доманиковых отложений приурочен ОГ III<sub>d</sub> (D<sub>3</sub>dm).

Образования доманикового возраста в пределах исследуемой площади представлены разными типами фаций: зарифовыми, собственно рифовыми, предрифовыми и депрессионными [9], отражая смену обстановок мелководного шельфа, окраины шельфа и глубокого шельфа.

По данным предыдущих сейсморазведочных и тематических работ [2, 3, 4] прослежена зона распространения барьерного рифа доманикового возраста, которая находится в пределах исследуемой площади (рисунок 1.2).

Нижняя часть доманиковых отложений представлена детритовыми известняками с редкими прослоями известковистых аргиллитов. Эти образования согласно генетической классификации, разработанной Н.К. Фортунатовой для карбонатных отложений, отнесены к отложениям открытого шельфа [52].

Согласно общепринятым моделям формирования верхнедевонских рифов Тимано-Печорской провинции, данные образования формируют фундамент, благоприятный для поселения рифостроящих организмов [1]. Биокластовые (детритовые) известняки обычно подстилают постройки, образуя в процессе седиментации полулитифицированную поверхность, впоследствии заселяемую

каркасостроителями. Верхняя часть нижнедоманикового интервала, вероятно, представляет собой разрез органогенной постройки, рост которой иногда прерывался во время понижений уровня моря. Последние выражены в разрезе прослоями глинистых известняков.

Верхняя часть доманиковых отложений складывается водорослевыми, сгустковато-комковатыми и строматолитовыми известняками и вторичными доломитами, характерными для биогермных отложений рифовых массивов. Депрессионный тип разреза распространён на западе участка, но бурением не изучен. Ближайшая скважина, вскрывшая глубоководные глинистые битуминозные карбонаты мощностью 28 м, – 1-Ижма.

К кровле карбонатных отложений доманикового возраста приурочен ОГ Шf<sub>2</sub> (D3f2-3). Выше залегают образования верхнефранского подъяруса в объёме ветласянского, сирачойского, евлановского и ливенского горизонтов. Они складываются глинистыми и терригенно-карбонатными мелководно-шельфовыми породами, согласно залегающими на глубоководно-шельфовых образованиях и несогласно – на рифогенных отложениях доманика. В последнем случае из разреза частично или полностью выпадает ветласянский горизонт.

На большей части исследуемой территории ветласянские отложения либо не выделяются, либо выделяются условно в объёме маломощной (8-9 м) глинистой пачки – как мелководно-шельфовый аналог ветласянской толщи заполнения. Но на западе исследуемого участка в глубоководной предрифовой зоне залегает мощная ветласянская толща заполнения глубоководной депрессии, которая по аналогии со скв. 1-Ижма, вскрывшей депрессионный тип разреза, сложена карбонатно-глинистыми породами. Образования сирачойского возраста представлены чередованием аргиллитов и известняков с единичными прослоями алевролитов. Мощность ветласян-сирачойских отложений минимальна в районе скв. 20-Щельяюрская (52 м), в разрезе скв. 14-В. Щельяюрская она составляет 57 м. В целом же в области доманикового мелководного шельфа их мощность изменяется крайне незначительно.

Отложения нерасчленённых евлановского и ливенского горизонтов представлены толщей аргиллитов с прослоями алевролитов, мергелей, известняков и глинистых доломитов мощностью 74-83 м.

Отложения фаменского яруса на исследуемой площади присутствуют в объёме задонского горизонта. Они сложены неравномерным чередованием аргиллитов, алевролитов и глинистых известняков мощностью 50-66 м, которая уменьшается на запад до 10 м (скв. 3-Низевая).

#### Каменноугольная система

На размытой поверхности верхнедевонских отложений залегают каменноугольные отложения, представленные в объёме неполного нижнего, среднего и верхнего отделов.

Образования нижнего отдела в объёме визейского и серпуховского ярусов сложены неравномерным чередованием известняков и доломитов с прослоями мергелей, мощностью 83-102 м. В основании каменноугольных отложений залегает низкоскоростной глинистый пласт мощностью 20-41 м, к кровле которого приурочен ОГ II-III (С-D). Толщины этого пласта увеличиваются последовательно в восточном направлении.

Выше по разрезу со стратиграфическим несогласием залегают карбонатные отложения среднего (в объёме сокращённого башкирского и московского ярусов) и верхнего отделов. Они представлены доломитизированными органогенно-обломочными в различной степени глинистыми известняками и доломитами с реликтовой органогенной структурой, включениями и гнёздами сульфатов. Накопление осадков происходило в условиях мелководного шельфа. Мощность башкирского яруса выдержана и составляет 34-38 м. Толщина московского яруса изменяется по площади от 184 м в скв. 20-Щельяюр до 206 м в скв. 14-В. Щельяюр.

Подошва верхнекаменноугольных отложений принята условно по кровле низкоомных карбонатных образований. Общая мощность каменноугольных отложений по площади составляет около 440 м.

## Пермская система

Отложения пермской системы в объёме нижнего и верхнего отделов согласно залегают на верхнекаменноугольных образованиях. Нижний отдел представлен морскими, мелководно-морскими и лагунно-морскими образованиями ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов.

Отложения ассельского и сакмарского ярусов сложены неравномерным чередованием известняков и доломитов с включениями и прослоями гипса и ангидрита. Нижняя часть разреза сакмарского яруса представлена глинисто-карбонатными породами с включениями ангидрита. Верхняя часть сложена толщей неравномерного чередования известняков, доломитов и мергелей. На 55-60 м ниже кровли сакмарского яруса прослежен ОГ Is(P<sub>1</sub>s), приуроченный к кровле высокоомного пласта известняка.

Артинские отложения трансгрессивно залегают на сакмарских и представлены глинисто-доломитовой пачкой (верхней из двух), выделяемой в составе артинского яруса.

В разрезе кунгурского яруса выделяются нижняя ангидрито-доломитовая пачка, сложенная доломитами с прослоями и гнёздами ангидритов, и верхняя терригенно-карбонатная, представленная доломитами, доломитизированными известняками, глинами и алевролитами, реже мергелями. Общая мощность нижнепермских отложений составляет около 320 м.

Отложения верхнего отдела перми в объёме уфимского и нерасчленённых казанского и татарского ярусов, с небольшим перерывом, залегают на породах кунгурского возраста. Уфимский ярус представлен неравномерно чередующимися в разрезе преимущественно красноцветно-пестроцветными глинами и алевролитами с прослоями песчаников, доломитовых мергелей и глинистых известняков.

Отложения казанского и татарского ярусов слагаются красноцветными и сероцветными глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями мергелей и известняков. Мощность верхнепермских отложений составляет около 300 м.

## Мезозойская эра

Отложения триасовой, юрской и меловой систем представлены чередованием алевритистых и известковистых глин, алевролитов и песчаников с преобладанием глин. Их мощность по площади составляет около 850 м.

## Четвертичная система

Отложения четвертичной системы с большим стратиграфическим перерывом перекрывают меловые отложения и представлены серыми и тёмно-серыми супесями, суглинками, гравием и галькой. Толщина отложений составляет 70-100 м.

### 1.3 Тектоника

Территория Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции в структурном плане отождествляется с Печорской плитой, ограниченной Западно-Тиманским и Главным Уральским разломами. В соответствии со структурно-тектоническим районированием по подошве доманиковых отложений [32, 39, 51] в строении плиты выделяются три крупнейших тектонических элемента: Тиманская гряда, Печорская синеклиза и Предуральский краевой прогиб. Они, в свою очередь, осложнены структурами более мелких порядков. Исследуемая площадь располагается в пределах крупной (150×300 км) тектонической структуры I порядка – Ижемской впадины. Данная впадина представляет собой меридиональное опускание, граничащее на востоке с Печоро-Кожвинским мегавалом, на юго-востоке с Омро-Лузской седловиной, на западе – с Нерицкой моноклиной, на севере – с Малоземельско-Колгуевской моноклиной (Рисунок 1.3).

В соответствии с более дробной схемой тектонического районирования, Ижемская впадина подразделяется на структуры более мелкого порядка – Ерсинскую впадину и Ижемскую ступень (230×110 км), в пределах которой и располагается исследуемый район.

Предыдущими сейсморазведочными работами в пределах Ижемской ступени выявлен ряд малоамплитудных структур небольших размеров, в том

числе находящиеся в пределах изучаемой площади Щельюрская, Восточно-Щельюрская, Южно-Щельюрская, Мичавадская, Кипрагская и ряд других.

В строении Печорской плиты по данным [13, 15] выделяются два структурных этажа: нижний (доплитный) – в объёме рифейского складчатого метаморфического комплекса и вендско-кембрийской вулканогенно-осадочной толщи (представляющей собой промежуточный структурный ярус) и верхний (платформенный чехол) – в объёме фанерозоя.

Фундамент в пределах Ижемского блока по аэромагнитным данным погружается на восток от 2,5 до 3 км на западном борту до 3,8 км в наиболее погружённой части. Он осложнён серией тектонических нарушений и интрузий. Крупное интрузивное тело предполагается по данным аэромагнитной съёмки, примерно в 10 км к северо-востоку от с. Ижма. Субпараллельно р. Ижме (к западу от неё) выделено тектоническое нарушение, разбивающее Ижемский блок фундамента на два разновозрастных блока.

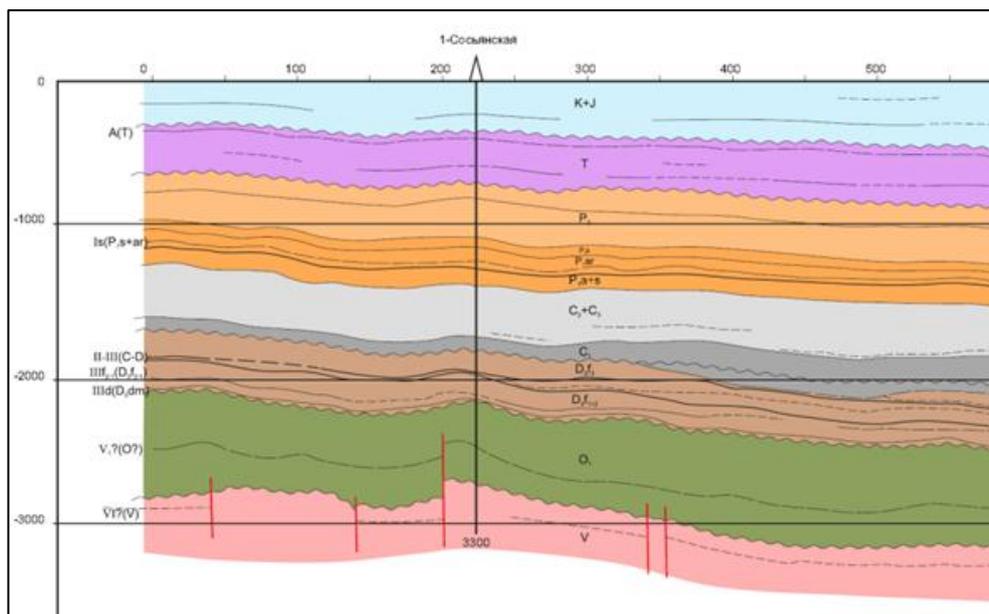


Рисунок 1.3 Геологический разрез центральной части Ижемской ступени

Наиболее погружённая часть Ижемской впадины, расположенная к северу от широтной излучины реки Печора, выделяется под названием Ерсинской депрессии. По поверхности фундамента она представляет собой крупную асимметричную структуру, вытянутую в северо-западном направлении на расстояние свыше 200 км при ширине 100-150 км.

Поверхность фундамента Ижемской впадины разбита нарушениями на отдельные блоки преимущественно субмеридионального простирания, ступенчато погружающиеся в восточном направлении. Рельеф поверхности фундамента почти полностью нивелируется низами осадочной толщи. Однако отмечается приуроченность большинства структур осадочного чехла к зонам интенсивной расчленённости и мобильности фундамента (к его выступам, границам погребённых блоков и т.д.).

В составе платформенного чехла, или верхнего структурного этажа, выделяются три структурных яруса. Каждый из ярусов сложен определённым набором формаций и образует отдельный структурно-формационный комплекс. Структурные ярусы разделены поверхностями региональных стратиграфических и угловых несогласий и соответствуют основным этапам тектонического развития Печорской плиты. Последние находятся в тесной связи с этапами заложения и развития соседней Уральской складчато-надвиговой системы [13, 14, 15].

Нижний структурный ярус залегает на эродированной поверхности фундамента и включает в себя ордовикский терригенный комплекс. Породы нижнего структурного этажа так же, как и поверхность фундамента, интенсивно разбиты многочисленными тектоническими нарушениями. По отражающему горизонту V(O1) (Борисова О.И., т/п. 9340) нижний структурный этаж характеризуется сложным строением, унаследованным от поверхности фундамента.

На размытой поверхности нижнего структурного яруса со значительным стратиграфическим несогласием (из разреза выпадают средне-, верхнеордовикские, силурийские, нижне- и среднедевонские образования) залегает средний структурный ярус, который объединяет карбонатные, сульфатные и терригенные отложения от верхнего девона до триаса. В его составе также имеются стратиграфические и угловые несогласия, позволяющие выделить структурные подъярусы.

Верхний структурный ярус включает юрские, меловые и четвертичные терригенные отложения. Юрско-антропогеновый структурный ярус сложен терригенными формациями соответствующего возраста, которые сплошным чехлом перекрывают разновозрастную поверхность среднего структурного яруса. Структуры этого яруса резко отличаются от более древних и являются наложенными по отношению к ним.

Характерными особенностями современного структурного плана Ижемской ступени являются малоамплитудная пликативная складчатость брахиантиклинального и куполовидного типа, широкое распространение рифогенных построек (позднедевонского возраста), выклинивание и эрозионное срезание отдельных пачек, особенно в палеозойском интервале разреза.

К началу позднего ордовика на территории Ижемской ступени располагалась впадина субмеридионального простирания, заполненная континентальными красноцветными терригенными осадками нижнего ордовика общей толщиной до 1047 м по скважине 1-Верхневольминская. В период со среднего ордовика до начала верхнего девона на площади преобладали восходящие движения и ярко проявились предсреднедевонский и предфранский размывы. В результате из разреза выпадают отложения со среднего ордовика по джьер включительно. В тиманское время позднего девона обширная региональная трансгрессия проявилась на всей территории ТПП, а в результате резко дифференцированного и интенсивного погружения в доманиковское время на большей части провинции возникла некомпенсированная глубоководная впадина. Условия некомпенсированного осадконакопления были вызваны глобальным эвстатическим повышением уровня моря и, кроме того, интенсивными отрицательными тектоническими движениями в перикратонной части Тимано-Печорского бассейна, связанными с термальным охлаждением литосферы после прекращения процессов рифтогенеза [35, 36, 37].

На территории Ижемской впадины шельфовая депрессия окаймлялась извилистой полосой барьерных рифов. Заполнение впадины произошло в ветласянское время. В позднефаменско-ранневизейское время на рассматриваемой территории начали преобладать восходящие движения, что (на фоне падения уровня моря) обусловило полное выпадение из разреза турнейских, верхне-, средне- и, частично, нижнефаменских отложений. Наиболее полные разрезы верхнего девона отмечаются в юго-восточной части территории, наименее информативные в северо-западной части. Начиная с визейского по мезозойское время включительно, рассматриваемая территория испытывала, в основном, нисходящие тектонические движения. [15, 5].

#### **1.4 Нефтегазоносность**

Особенности тектонического строения Печорской плиты предопределили нефтегазогеологическое районирование Тимано-Печорской провинции. Среди основных элементов выделяются нефтегазоносные области (НГО), зоны и районы (НГР). Нефтегазоносные области представлены двумя группами: окраинноплитными и внутриплитными [35]. В соответствии с картой размещения фонда структур и месторождений Тимано-Печорской провинции, изучаемая территория находится в пределах Тобышско-Нерицкого нефтеносного района (НГР) Ижма-Печорской нефтегазоносной области (НГО). Согласно схеме нефтегазогеологического районирования Печорского СБ [16, 13, 14], территории Ижемской впадины соответствует одноимённая нефтегазоносная область, включающая в свой состав Ижемский нефтегазоносный район, а также Седуяхинско-Кипиевский и Ерсинский перспективные НГР.

##### **1.4.1 Промышленная нефтегазоносность**

Промышленная нефтегазоносность Ижемского НГР связана с доманиково-турнейским карбонатным нефтегазоносным комплексом. Доманиково-турнейский комплекс развит по всей территории Ижма-Печорской НГО и представлен, главным образом, карбонатными отложениями франско-

фаменского возраста. Их состав и распространение в значительной мере контролируются условиями осадконакопления в верхнедевонское время и интенсивностью предвизейского размыва. Как уже отмечалось ранее, фациальная зональность доманиково-раннефаменского комплекса обусловлена развитием некомпенсированных впадин и оконтуривающих их органогенных построек в комплексе с перекрывающими отложениями отмелей. Залежи нефти установлены в основном в доманиковых рифах (массивные), а также в пластовых карбонатных телах толщи облекания сирачойского возраста (пластовые).

В Ижемском НГР выявлены Низевое, Южно-Низевое, Макарьельское, Щельяюрское, Демаельское и Южно-Седмесское месторождения нефти.

#### **1.4.2 Перспективные НГК**

Среди иных, традиционно продуктивных в ТПП, нефтегазоносных комплексов признаки нефтенасыщенности установлены лишь в ордовикских терригенных, каменноугольных и ассельско-сакмарских карбонатных и пермских терригенных отложениях [2].

Ордовикско-нижнедевонский НГК представлен только нижнеордовикскими терригенными отложениями. Впервые признаки их нефтенасыщенности были обнаружены в кварцевых песчаниках седьельской свиты в керне скважин Нибельской, Буркемской, Войвожской и Васькеркской площадей в пределах Омра-Лузской седловины. На территории Ижемской впадины также выявлены признаки нефтенасыщенности отложений нижнего ордовика. В тёмно-серых песчаниках седьельской свиты Г. Д. Юдиной установлены плёнки колломорфного светло-бурого перемещённого битума на зёрнах и в межзерновых пространствах и углефицированные обломки крупнопелитовой размерности [4, 5]. В связи с отсутствием надёжной покрышки в отложениях нижнего ордовика, перспективность комплекса по-прежнему остаётся невыясненной.

Верхневизейско-нижнепермский НГК на всей территории Ижемской впадины со стратиграфическим несогласием залегает на отложениях верхнего девона (из разреза выпадают верхи фаменского яруса, турнейский ярус, а также нижний и средний отделы визейского яруса). Он сложен преимущественно карбонатными породами с подчинёнными прослоями глинисто-карбонатных и сульфатно-карбонатных пород. Рассматриваемый комплекс характеризуется неплохими коллекторскими свойствами, на что указывает получение притоков минерализованной воды из карбонатных отложений нижнего карбона. Коллекторы представлены преимущественно доломитами и доломитизированными известняками, реже органогенными известняками. Тип коллектора порово-каверновый. По керну единичные образцы имеют пористость до 33,21% и проницаемость до 234,93 мД (средние значения пористости не превышают 10-15%, проницаемости – 20-50 мД). По данным ГИС и опробования пробурённых скважин, разрез верхневизейско-нижнепермского НГК обводнен.

В целом, ассельско-кунгурские отложения, совместно с образованиями карбона, представляют гидродинамически единый сложнопостроенный резервуар, на отдельных участках разделённый локальными, невыдержанными по площади глинистыми известняками с низкими экранирующими свойствами. Перспективы комплекса оцениваются невысоко, ввиду отсутствия региональных и зональных покрышек хорошего качества.

Верхнепермский НГК выделяется в составе уфимского, казанского и татарского ярусов. В разрезе преобладают глинисто-алевритовые породы, которые рассматриваются в качестве локальных покрышек. Песчаные пласты-коллекторы, содержащиеся в этом комплексе, характеризуются резкой литологической изменчивостью и невыдержанностью по площади. Особенности геологического строения верхнепермского интервала осадочного чехла Ижемской впадины создают предпосылки для образования литологически ограниченных ловушек [41]. В пользу перспективности комплекса свидетельствуют также открытые в верхнепермских отложениях

месторождения нефти и нефтегазопроявления в пределах соседнего тектонического элемента – Омра-Лузской седловины. При опробовании отложений уфимского яруса в скважине 2-Низевая был получен приток минерализованной воды. Нефтепроявлений в ходе бурения не отмечалось.

### **1.5 Краткая сейсмогеологическая характеристика**

В обобщённом геолого-геофизическом разрезе исследуемой площади выделяются 4 основных скоростных комплекса: ВТК (верхний терригенный комплекс), ВКК (верхний карбонатный комплекс), НТК (нижний терригенный комплекс), НКТК (нижний карбонатно-терригенный комплекс) и отложения фундамента [10].

ВТК объединяет терригенные отложения юрской и триасовой систем, а также верхнепермские и кунгурские нижнепермские отложения. Комплекс характеризуется возрастанием пластовых скоростей вниз по разрезу 1800-2000 м/с до 2500-3000 м/с.

ВКК включает карбонатные отложения нижнепермского (ассельско-сакмарского), каменноугольного и верхнедевонского разрезов. Комплекс характеризуется скоростями, главным образом, 4400-5800 м/с. Вместе с тем, в составе комплекса выделяются более терригенные по составу отложения, например, отложения фаменского яруса и верхнефранские отложения ливенско-евлановского, сирачойского и ветласянского горизонтов. Эти отложения характеризуются скоростями 3800-4200 м/с.

Между ВТК и ВКК существует переходная толща артинских отложений нижней перми, в которой пластовые скорости колеблются от 3500 м/с до 4200 м/с.

НТК состоит в районе работ из преимущественно терригенных отложений низов франского разреза – так называемый поддоманиковский нижнефранский разрез. Пластовые скорости этого комплекса могут меняться от 4000 м/с до 4600 м/с.

НКТК включает в районе работ ордовикские и силурийские отложения, характеризующиеся пластовыми скоростями 4200-4500 м/с.

Метаморфизованные отложения фундамента в изученном в районе работ интервале характеризуются высокими скоростями – 5500 м/с.

В интервале разреза площади исследований сейсморазведкой установлен целый ряд отражающих горизонтов, в т.ч. обладающих свойствами опорных:

отражение VI отождествляется с кровлей отложений фундамента;

отражение V для исследуемой территории приурочено к кровле пачки розовых песчаников в низах нибельской свиты нижнего ордовика;

отражение III<sub>d</sub> – приурочено к подошве доманиковых отложений среднего франа;

отражение III<sub>f2</sub> – приурочено к кровле доманиковых отложений, в зоне рифообразования характеризует кровлю рифогенных отложений;

отражение II-III – формируется в интервале границы нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложений;

отражение Is – формируется в верхах сакмарских отложений нижней перми;

отражение III<sub>src</sub> – кровля сирачойских отложений.

## **1.6 Современный структурный план площади работ**

Строение поверхности фундамента и осадочного чехла в пределах рассматриваемой территории изучено по опорным отражающим горизонтам VI (PR), V(O), III<sub>d</sub>(D<sub>3dm</sub>), III<sub>f2</sub>(D<sub>3f2-3</sub>), I-III(C-D), Is(P<sub>1s</sub>) и дополнительно прослеженному горизонту III<sub>src</sub>(D<sub>3src</sub>). Практически все они хорошо выражены сейсмически и приурочены к хроностратиграфически значимым поверхностям несогласий или региональных трансгрессий. При этом горизонт VI(PR) связан с границей структурных этажей: нижнего (фундамента) и верхнего (осадочного чехла).

Отражающий горизонт VI(PR), как уже отмечалось, отождествляется с кровлей фундамента, сложенного алевро-глинистыми сланцами. Он прослежен

на глубинах от -2770 м до -3090 м. На карте отчётливо проявилось блоковое строение поверхности фундамента. Выделяются прямолинейные и дугообразные блоки, разделённые глубинными разломами сбросового типа. Основные разломы ориентированы субмеридионально, прослеживаются также нарушения северо-западного простирания. Наиболее дислоцированной является юго-западная часть рассматриваемой территории, где выделяются брахиантиклинальная Кипраягская и линейная Мичавадская структуры.

По результатам съёмки 2005 г. в этом районе выявлены новые небольшие складки. На юге обозначилось незамкнутое поднятие, отчётливо проявленное по вышележащим горизонтам, обозначенное как Веськыдский антиклинальный перегиб. Северная часть территории занимает более низкое гипсометрическое положение. В этом районе наблюдаются довольно крупные, но менее амплитудные Щельяюрская и Восточно-Щельяюрская структуры.

Отражающий горизонт V(O) сопоставляется с кровлей розовых песчаников в низах нибельской свиты нижнего ордовика. В современном структурном плане граница прослежена на глубинах от -2580 м в наиболее погружённых частях до -2380 м – в наиболее приподнятых. По этому горизонту отчётливо выражено унаследованное от поверхности фундамента блоковое строение и сохраняется та же ориентировка разломов. В целом сохраняется и структурный план.

Отражающий горизонт III<sub>d</sub>(D<sub>3dm</sub>) приурочен к границе саргаевских и доманиковых отложений. Горизонт характеризует смену терригенного нижнефранского комплекса карбонатным доманиково-верхнефранским комплексом. Для изучаемого региона, как и для Тимано-Печорской провинции в целом, эта граница рассматривается как трансгрессивная поверхность. Отражающий горизонт прослежен на глубинах от -2105 м на юге до -2220 м в центральной части. Глубинные разломы не выражены, однако сохраняется унаследованность антиклинальных структур от структурного плана кровли фундамента. Вместе с тем амплитуды и размеры структур значительно уменьшились.

Отражающий горизонт  $\text{III}f_2(D_3f_{2-3})$  соответствует кровле карбонатных, в том числе рифогенных, доманиковых отложений. Структурный план этой поверхности, наследуя в целом структуру подстилающих отложений, приобретает новые характерные черты. Во-первых – это возросшая, по сравнению с подошвой доманика, дифференцированность гипсометрических отметок, во вторых – появление чёткого флексурного перегиба со значительным перепадом глубин. Наиболее приподнятая область с минимальными отметками от -1950 до -2000 м обособляется на юге территории. В её пределах наблюдаются брахиантиклинальные Кельчиюрская (наиболее высокоамплитудная), Кипраягская и Галовская структуры, а также линейная дугообразная Мичавадская складка. По одной изогипсе оконтуривается Пустынная структура. В северной части в виде серий отдельных куполов прослеживаются Щельяюрская и Восточно-Щельяюрская структуры. На востоке обособляется Ариельская структура. Поднятия северной территории менее выражены в современном структурном плане и более погружены относительно южной части. Наибольшие глубины поверхности горизонта (до -2180 м) характерны для западной части территории. Необходимо отметить особенность горизонта  $\text{III}f_2$  – это значительная нарушенность поверхности мелкими малоамплитудными разнонаправленными и изогнутыми разрывными нарушениями, вызванными обрушением карстовых полостей. Разломы зачастую группируются в системы, причём количество прослеженных нарушений возрастает в центральной части района исследований.

Отражающий горизонт  $\text{III}src(D_3src)$  отвечает кровле сирачойского горизонта. Структурный план по этой поверхности отражает постепенное выполаживание рельефа, однако очертания флексурного перегиба и антиклинальных поднятий ещё сохраняются. Наиболее приподнятые структуры по-прежнему выделяются на юге. Кровля сирачойского горизонта здесь расположена на уровне -1900 м. Самые погружённые области выделяются на севере и востоке, где глубина границы  $\text{III}src$  достигает значений -2035 м. Вновь,

как и по поверхности  $\text{III}f_2$ , но уже в большем масштабе, проявилась система мелких, приуроченных к карстовым полостям, разрывных нарушений [23].

Отражающий горизонт II-III(C-D) сопоставляется с подошвой карбонатных визейских отложений, находящейся вблизи девонско-каменноугольной границы. Рассматриваемая граница характеризуется дальнейшим выполаживанием рельефа и слабой дифференцированностью.

Отражающий горизонт  $\text{Is}(\text{P}_{1s})$  соответствует одной из наиболее ярких границ в палеозойском разрезе, фиксирующей смену карбонатного комплекса отложений глинисто-сульфатно-карбонатным. Она прослеживается в интервале глубин от -1195 м до -1265 м. Контур структуры значительно расширяется.

Таким образом, анализ структурных планов всех опорных горизонтов подтвердил наличие ранее выделенных структур. В заключение следует отметить унаследованность структурного плана территории от фундамента.

### **1.6.1 История геологического развития исследуемого района**

История геологического развития изучаемой территории рассматривается по трём этапам: доверхнедевонскому, франско-фаменскому и постдевонскому. Характеристика каждого из этих этапов приводится в соответствии с основными регионально выраженными сеймостратиграфическими комплексами, выделяемыми в пределах Ижемской впадины. Наиболее детальные сеймостратиграфические исследования Ижемской впадины по всему палеозойскому интервалу разреза выполнены В.С. Чупровым [53]. На основании анализа всей имеющейся геолого-геофизической информации по Ижемской впадине с использованием принципов стратиграфии секвенций им выделены и разработаны модели строения шести различных по составу и генезису сеймостратиграфических комплексов: нижнеордовикского, верхнеордовикско-нижнесилурийского (отсутствует в пределах изучаемой территории), верхнедевонского, нижнекаменноугольного, башкирско-сакмарского, верхнеартинско-верхнепермского [43]. Выделенные комплексы полностью, либо в сокращённом объёме, соответствуют осадочным секвенциям

второго порядка и разделяются региональными поверхностями несогласий: предсреднедевонским, совмещённым с предфранским, предвизейским, предбашкирским и предкунгурским [17, 18].

Доверхнедевонский этап охарактеризован нижнеордовикским сейсмостратиграфическим комплексом, включающим седьельскую и нибельскую свиты. Комплекс в подошве и кровле ограничен поверхностями стратиграфических и угловых несогласий: внизу несогласием, разделяющим породы фундамента и осадочного чехла, а вверху – предпозднедевонским несогласием. К нижней границе приурочен отражающий горизонт VI, а к верхней ОГ IIIf1. И та, и другая границы в региональном плане характеризуются признаками эрозионных срезаний, и вдоль них установлены значимые перерывы в осадконакоплении. Внутри нижнеордовикского комплекса наиболее выразительные отражающие горизонты Vsd и Vnb [53] приурочены соответственно к границе седьельской и нибельской свит и к кровле розовых песчаников нибельской свиты.

На рассматриваемой территории прослежены (в соответствии с заданием) ОГ VI и V(O), приуроченные к кровле фундамента и кровле розовых песчаников. Вблизи кровли ордовикских отложений и всего комплекса наблюдается прекращение прослеживания осей синфазности и эрозионное срезание нижнеордовикских отложений, обусловленное постседиментационными блоковыми движениями фундамента и частичным размывом отложений комплекса.

По существующим на сегодняшний день представлениям формирование отложений осадочного чехла в Ижемской впадине началось после продолжительного континентального перерыва, установившегося после завершения байкальской эпохи складчатости и продолжавшегося, предположительно, в течение большей части кембрийского периода. В это время происходило формирование коры выветривания на вендских терригенных отложениях (вскрыта скважинами) [3]. Раннеордовикское осадконакопление в Восточном Притиманье было приурочено к относительно

узкому прогибу (Восточно-Притиманскому) и, вероятно, проходило как в континентальных условиях, так и в обстановках мелководного эпиконтинентального морского бассейна (залива), ограниченного Палеотиманом и Печоро-Ильчским палеоподнятием [30].

Вопрос о геологическом возрасте седельской и нибельской свит долгое время оставался дискуссионным. На сегодняшний день считается палеонтологически обоснованным тремадокский возраст отложений седельской свиты и аренигский – для отложений нибельской (стратиграфические разбивки ТП НИЦ). Исключение составляет стратиграфическая привязка пачки полимиктовых песчаников из низов седельской свиты. Она распространена только в низах осадочного чехла. Песчаники характеризуются незрелым петрографическим составом и сложены обломками магматических пород, кварца и полевых шпатов. Подобный петрографический состав характерен для предгорных бассейнов и обычно связан с эпохами орогенеза. Пачку полимиктовых песчаников, вероятно, следует рассматривать как самостоятельный осадочный комплекс, связанный с размывом блоков фундамента, выведенных на поверхность в результате байкальской складчатости. Область размыва, вероятно, была приурочена к Припечорской зоне глубинных разломов, где в фундаменте развиты разнообразные эффузивные и интрузивные породы, поставившие материал для формирования полимиктовых песчаников. Это же подтверждается характером изменения мощностей толщи по площади. Следует согласиться с мнением ряда авторов [53] о позднекембрийском возрасте низов седельской свиты. Учитывая резкую смену литологии на границе толщ полимиктовых и кварцевых песчаников, на этом уровне следует допустить наличие перерыва в осадконакоплении.

Формирование кварцевых песчаников седельской свиты, по всей видимости, отвечает началу ордовикского платформенного осадконакопления в условиях развивающейся трансгрессии. Как правило, толщи мономинерального кварцевого состава формируются в условиях длительного неоднократного

перемыва пород – источников сноса во время длительных перерывов и связаны с началом крупных этапов осадконакопления. Толща белых кварцевых песчаников практически повсеместно развита в пределах Ижемской впадины. Выдержанные литолого-фациальные свойства пород данной толщи позволяют считать, что они имеют прибрежно-морской генезис и накапливались в мелководном бассейне по соседству с пенеппенизированной равниной [53].

Карты толщин между ОГ VI и V(O) в определённой степени отражают палеорельеф поверхности фундамента и особенности тектонического развития территории в тремадокское время. Максимальные толщины и, соответственно, максимальное погружение в тремадокско-раннеаренигское время испытывала северо-восточная часть территории, тогда как наиболее приподнятым оставался юго-западный блок. Толщины комплекса изменяются от 360 м в наиболее приподнятом юго-западном блоке до 560 м в пределах наиболее погружённой северо-восточной части территории.

На рубеже тремадокского и аренигского времён активизировались тектонические движения, и в погружающемся Восточно-Притиманском прогибе в условиях аридного климата началось накопление красноцветных толщ нибельской свиты [5]. В обломочной части преобладает кварцевый материал. Отложения песчано-алевролитовой толщи завершают разрез нибельской свиты.

С конца раннего ордовика на территории Ижемской впадины наступил длительный перерыв в осадконакоплении, обусловленный перестройкой структурного плана территории и формированием стабильного Ижма-Печорского палеоподнятия [11]. К рубежу раннего и среднего ордовика приурочено становление Уральской палеорифтовой системы и связанные с ним процессы растяжения в виде пассивного рифтинга на месте Печоро-Колвинского авлакогена [35]. Вероятно, именно с этим периодом связана активизация древних и заложение новых глубинных разломов, установленных на рассматриваемой территории [12].

Франско-фаменский этап на рассматриваемой территории охарактеризован преимущественно среднефранско-нижнефаменскими отложениями. В резко сокращённых объёмах присутствуют нижнефранские тиманские и нижнефаменские отложения. Верхнедевонский интервал осадочного чехла в объёме франского и фаменского ярусов выделен в единый верхнедевонский сейсмостратиграфический комплекс [70].

#### Франский ярус. Тиманский горизонт

Глинистые отложения верхов горизонта трансгрессивно с большим стратиграфическим несогласием залегают на разновозрастных толщах нижнего ордовика. Формирование этих осадков происходило в обстановках морского мелководного бассейна в условиях быстро развивающейся трансгрессии со стороны Уральского палеоокеана.

#### Саргаевский горизонт

Отложения горизонта, повсеместно распространённые в пределах Ижемской впадины, в нижней части представлены глинисто-алевролитовыми породами, а в верхней – глинисто-карбонатными. Самая верхняя часть горизонта слагается известняками с прослоями аргиллитов, содержит многочисленные остатки морской фауны брахиопод, остракод, конодонтов, гастропод и криноидей и, по всей видимости, отвечает максимуму среднефранской трансгрессии. В конце саргаевского времени на территории Печорского седиментационного бассейна произошло заложение некомпенсированных шельфовых депрессий, в том числе и в пределах Ижемского палеоподнятия. Формирование в это время нового геоморфологического профиля оказало большое влияние на процессы последующей седиментации.

#### Доманиковый горизонт

Как уже отмечено выше, к подошве доманиковых отложений приурочен ОГ III<sub>d</sub>(D<sub>3dm</sub>). С кровлей доманикового горизонта отождествляется интенсивный ОГ III<sub>f2</sub>. Карты толщин доманикового горизонта являются наиболее контрастными по значениям (от 20 до 170 м) и информативными для

геологической интерпретации [16]. Именно на этой карте отчётливо разделились зоны мелководного и относительно глубоководного, с конденсированным осадконакоплением, шельфа (Рисунок 2.1). Собственно бровка шельфа для конца доманикового времени проводилась по характерному налеганию субгоризонтального отражающего горизонта, связанного с ветласянскими отложениями, на наклонную поверхность доманиковых отложений [34].

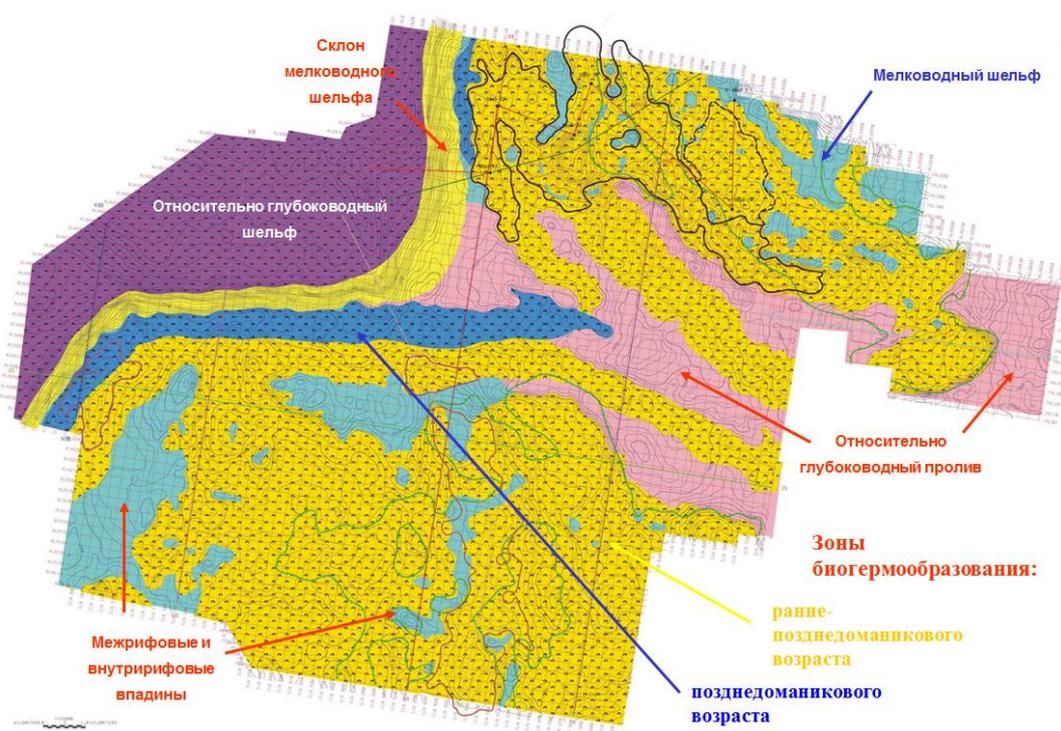


Рисунок 1.4 Схема сейсмофациального районирования доманиковых отложений

Очевидно, что именно в доманиковое время произошло обособление внутришельфовой, относительно глубоководной впадины (глубиной не более 150 м), на борту которой начали развиваться рифогенные постройки. Минимальные значения толщин отмечаются во впадине, а максимальные – наиболее характерны для рифогенных построек. Однако надо отметить, что зарифовые и рифовые отложения достаточно слабо отличаются по значениям толщин. Таким образом, как по результатам предыдущих, так и настоящих исследований, установлено, что на изучаемой территории существовали три

основные фациальные зоны – рифообразования, мелководного зарифового шельфа и глубоководной шельфовой впадины [29].

Анализ карт толщин между кровлями доманикового и сирачойского горизонтов в целом подтверждает существование выделенной по доманику седиментационной зональности. При этом максимальные толщины ветласян-сирачойских отложений (160 м) характеризуют компенсацию осадками зоны глубоководья и присутствие в составе комплекса ветласянских отложений, а пониженные толщины (до 40 м) отмечаются в пределах мелководного шельфа и связаны с накоплением преимущественно сирачойских отложений.

#### Ветласянский горизонт

На рубеже среднего и позднего франа на большей территории Ижемской впадины установился перерыв в осадконакоплении, а область седиментации в основном ограничивалась шельфовой депрессией. Последняя в значительной мере была компенсирована осадками к концу ветласянского времени. Отложения ветласянской толщи заполнения глубоководной депрессии, вскрытые скв. 1-Ижма (102) м, представлены тёмно-серыми аргиллитоподобными глинами с прослоями алевролита, песчаника и известняка.

#### Сирачойский горизонт

Отложения горизонта на территории Ижемской впадины распространены повсеместно и представлены пачкой переслаивания глинисто-карбонатных отложений мелководного шельфа. Характер нижней границы зависит от палеогеографии среднефранского времени: в зоне мелководного шельфа и рифогенных массивов отложения сирачойского горизонта с перерывом залегают на отложениях доманикового горизонта, а в области шельфовой депрессии – согласно на толще заполнения ветласянского возраста.

#### Евлановский и ливенский горизонты

Отложения нерасчленённых евлановского и ливенского горизонтов, завершающие разрез франского яруса и распространённые повсеместно,

уверенно выделяются по широкому развитию седиментационных доломитов, гипсов и ангидритов.

### Фаменский ярус

Отложения фаменского яруса, с перерывом перекрывающие отложения франского яруса, на территории Ижемской впадины распространены повсеместно, но представлены в сокращённом объёме. В пределах изучаемой территории фаменские отложения практически выклиниваются.

Позднедевонский цикл осадконакопления завершился перерывом, обусловленным глобальным падением уровня моря. На территории ТПП он проявился в виде регионального предвизейского несогласия. Наиболее длительный перерыв в осадконакоплении и размыв подстилающих отложений отмечается на западе Ижемской впадины, где из разреза практически полностью выпадают фаменские отложения. С этой границей связывается отражающий горизонт II-III (C-D). На временных профилях он подчёркивается видимым эрозионным срезанием, предположительно, фаменских отложений и налеганием перекрывающих нижнекаменноугольных отложений.

В целом, анализируя распределение толщин верхнедевонских отложений по площади следует отметить, что они существенно отличаются от нижнеордовикских, что связано с перестройкой структурного плана в преддевонское время и формированием длительно существовавшего Ижма-Печорского палеоподнятия. Шельфовая депрессия в пределах Ижемской впадины, практически полностью компенсированная осадками в ветласянское время, окончательно была сnivelирована и прекратила существование в евлановско-ливенское время. Литологический состав сирачойских и евлановско-ливенских отложений Ижемской впадины, их структурные и текстурные особенности свидетельствуют о седиментации в условиях обособленной зарифовой части мелководного шельфа с неустойчивым солевым режимом.

Постдевонский этап охарактеризован тремя палеозойскими [53] и двумя мезозойскими сейсмокомплексами.

Нижнекаменноугольный сейсмокомплекс в подошве и кровле ограничивается поверхностями региональных предвизейского и предбашкирского несогласий. В Ижемской впадине он представлен карбонатными отложениями верхневизейского подъяруса и сульфатно-карбонатными – серпуховского яруса. При этом в основании нижнего карбона выделяется диахронная глинисто-карбонатная пачка, связанная с раннекаменноугольной трансгрессией, которая охватила большую часть ТПП после длительного перерыва в осадконакоплении. Эта пачка является хорошим каротажным репером, для которого характерны пониженные значения кажущегося сопротивления и повышенные значения на диаграммах ПС, ГК и АК

В начале серпуховского века произошло значительное сокращение и обмеление морского бассейна, обусловленные падением уровня Мирового океана, а осадконакопление проходило в постепенно регрессировавшем мелководно-морском бассейне с повышенной солёностью. На рубеже раннего и среднего карбона уровень моря резко понизился, в результате чего нижнекаменноугольные отложения были выведены в субаэральную зону и начался достаточно длительный перерыв в осадконакоплении.

Башкирско-сакмарский сейсмостратиграфический комплекс в пределах Ижемской впадины объединяет средний и верхний отделы каменноугольной системы, сложенные известняками с маломощными пачками глин и аргиллитов, а также карбонаты ассельского и сакмарского ярусов нижней перми. Вблизи кровли сакмарских отложений выделяется ОГ Is(P<sub>1</sub>s). Последний контролирует поверхность предкунгурского (а точнее предпозднеартинско-кунгурского) несогласия.

Башкирско-сакмарское время явилось периодом наиболее длительного существования карбонатного осадконакопления в пределах всей территории ТПП. Тектоническая стабильность и выровненный рельеф дна морского бассейна, соседствующего с пенепленезированной сушей, обусловили

латеральную выдержанность литолого-фациального состава башкирско-сакмарских отложений на больших расстояниях [13].

В ассельско-сакмарское время исследуемая территория представляла собой частично изолированный мелководно-морской шельф. С колебаниями солёности бассейна седиментации связано чередование в разрезе доломитов и ангидритов с прослоями известняков с разнообразными органическими остатками. Максимальное повышение уровня моря приходится на рубеж ассельского и сакмарского веков. В конце раннеартинского времени произошло значительное падение уровня моря, и большая часть Ижемской впадины, в том числе рассматриваемая территория вновь оказались в зоне субаэрального воздействия. Этот рубеж совпал с глобальным эвстатическим падением уровня моря и характеризуется резкими изменениями в составе морской биоты [14].

Выполненные ранее детальные литологические исследования по скважинам Низевой площади [18, 19] позволили обосновать наличие субаэрального несогласия на границе преимущественно карбонатных сакмарских и сульфатно-карбонатных (предположительно позднеартинских) отложений.

В состав верхнеартинско-верхнепермского сейсмостратиграфического комплекса входят терригенно-сульфатно-карбонатные породы верхнеартинского и кунгурского ярусов нижнего отдела пермской системы, несогласно перекрывающие сакмарские карбонаты, а также преимущественно терригенные отложения верхней перми.

Позднеартинско-позднепермское осадконакопление на территории ТПП контролировалось процессами Уральского орогенеза и заложением впадин Предуральского краевого прогиба. На глобальном уровне поздняя пермь явилась эпохой максимальной тектонической активности, завершившей герцинский цикл тектогенеза, после чего установилась длительная геократическая эпоха.

Во вторую половину артинского и кунгурского веков рассматриваемая территория представляла собой полуизолированный мелководный бассейн с

повышенной солёностью лагунного типа, в котором накапливались терригенно-сульфатно-карбонатные осадки.

Главной особенностью позднепермской эпохи явилась смена морского карбонатного осадконакопления терригенным континентальным. В позднеуфимское время практически вся территория Ижемской впадины была представлена низменной аккумулятивной равниной с многочисленными лагунами и озёрами с различной степенью солёности вод, где происходило накопление в основном красноцветных глинисто-алевритовых осадков, доломитовых мергелей и глинистых известняков. Широкое распространение получили субэральные карбонатные образования.

В связи с преобладанием континентальных фаций в верхней перми получили широкое развитие русловые аллювиальные фации, распространение которых обосновывалось по результатам геолого-геофизических исследований, главным образом в пределах Омра-Лузской седловины. На территории Ижемской впадины также выделялись сейсмические аномалии предположительно связанные с развитием песчаных пластов руслового генезиса, однако скважинными данными они нигде не подтверждались.

Максимальное падение относительного уровня моря приходится на конец татарского века. Перерыв в осадконакоплении на рубеже палеозоя и мезозоя, устанавливаемый как в морских, так и в континентальных разрезах, носит глобальный характер и обусловлен завершением орогенных и началом рифтинговых (в частности, в Баренцевоморской зоне) процессов, сопровождавшихся интенсивными излияниями базальтов [35]. К этому этапу приурочено и начало перестройки структурного плана Печорской плиты, завершение которой произошло в предсреднеюрское время.

### **1.6.2 Карстовые воронки в верхнедевонском интервале**

По результатам интерпретации новых данных сейсморазведки 3D подтвердилось наличие системы мелких малоамплитудных разломов, прослеживаемых в разрезе верхнедевонского комплекса. Подобные нарушения

впервые установлены на территории Щельяюрской площади [48], выявлялись по единичным профилям 2D на Бедамель-Седмесской [47] и группе Болотных площадей [49]. Они характеризуются как сбросы и развиты, преимущественно, в верхнефранской части разреза.

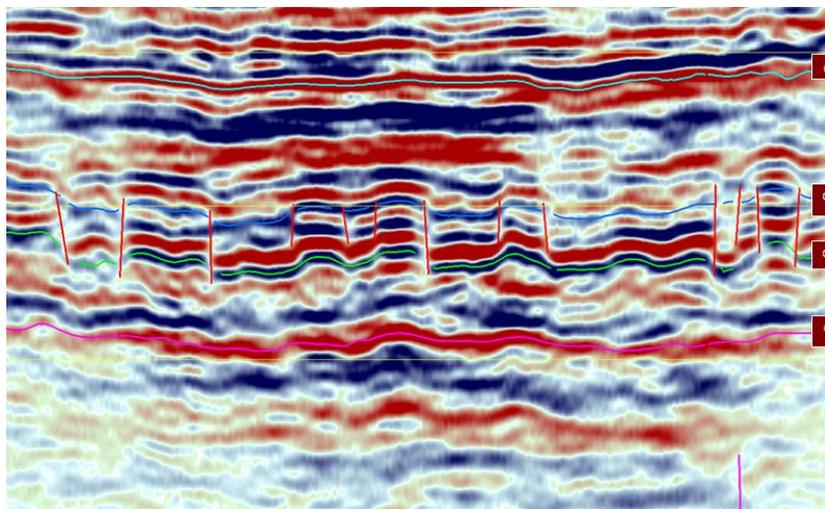


Рисунок 1.5 Пример отображения в волновом поле франских разрывных нарушений (профиль ILN 545, съемка 3D 2005 г.)

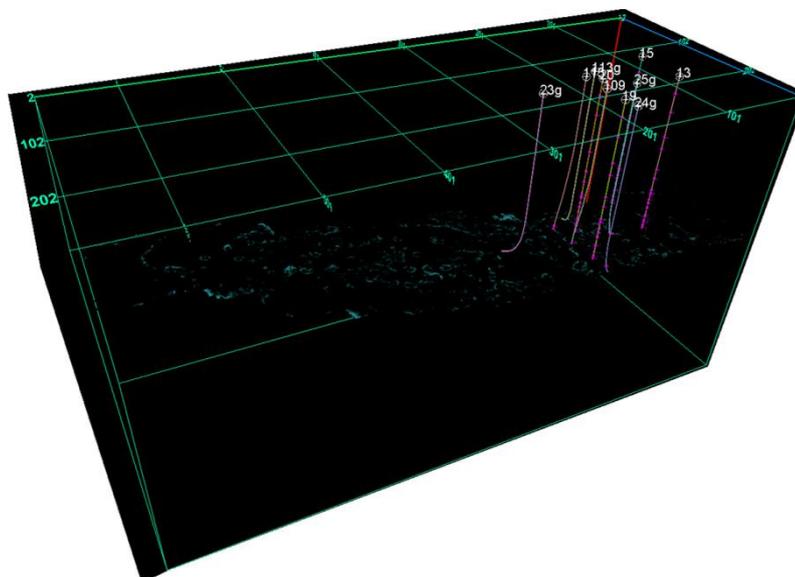


Рисунок 1.6 Пространственная визуализация распространения палеокарстовых структур

Наиболее интенсивно разломы проявляются в разрезе сирачойского горизонта, часто прослеживаются в верхней части доманика и обычно затухают в низах евланово-ливенских отложений. В ранее выполненных исследованиях они рассматривались как разломы проседания и связывались с

дифференцированным характером уплотнения как внутри доманиковой толщи, так и на её границе с ветласянской и сирачойской толщами [22]. Данными исследованиями доказано, что эти аномалии приурочены к карстовым полостям, которые активно формировались в верхнедевонское время, и в дальнейшем были преобразованы в палеокарстовые структуры под влиянием седиментационных, диагенетических и эпигенетических процессов.

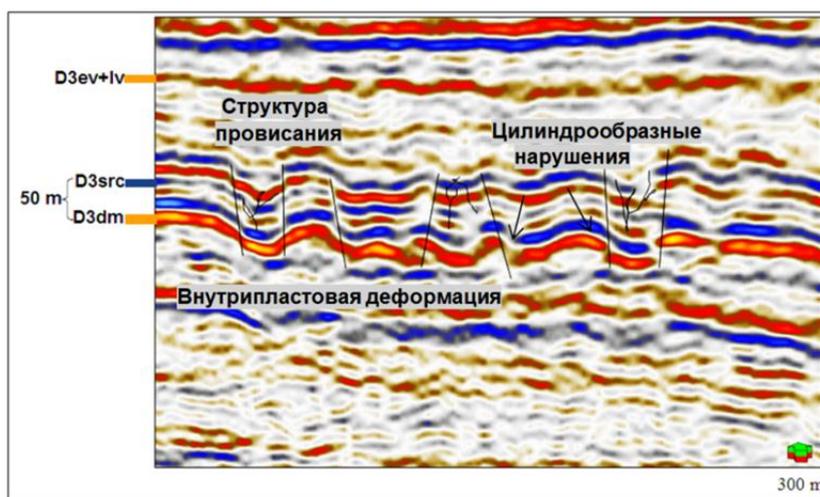


Рисунок 1.7 Фрагмент временного разреза, показывающий нарушения когерентности амплитуды, характерного для палеокарстовых структур

В горизонтальном плане эти разломы имеют либо «кольцевые» формы, либо представлены короткими разнонаправленными линеаментами. И в том, и в другом случаях они подчёркивают или даже оконтуривают более компетентные блоки, которые могут быть связаны с собственно ядрами органогенных построек, что, несомненно, повышает их значимость.

Учитывая то, что связанные с палеокарстом нарушения захватывают продуктивный доманиково-сирачойский интервал, основной упор текущих исследований был сделан на анализ закономерностей их распространения, а также влияния на нефтеносность в пределах исследуемого района. Вероятно, что они могут играть важную роль в экранировании залежей, способствуя их расчленённости. Рассматриваемая система разломов заслуживает особого внимания как с точки зрения выявления и прослеживания собственно органогенных тел, так и с точки зрения её влияния на продуктивность отложений. Между тем, прослеживание этой системы нарушений возможно

только по данным трёхмерных сейсмических исследований с применением новых технологий цифровой обработки и параметризации.

### **1.7 Диагенетические и эпигенетические изменения карбонатных осадков-пород**

Диагенетические изменения карбонатных осадков, так же как дальнейшие эпигенетические преобразования уже литифицированных карбонатных пород, во многом предопределяются условиями образования осадков – их вещественным составом и структурными особенностями. В ходе диагенетических и эпигенетических преобразований оформляются коллекторские свойства карбонатных пород, поэтому изучение этих процессов при исследованиях карбонатных коллекторов, приобретает чрезвычайно важное значение. В соответствии с представлениями Н. М. Страхова [51] диагенезом называются все процессы, происходящие в осадке сразу же после его образования (седиментации) до момента полной его литификации и превращения в породу. Глубины от поверхности осадка, на которых заканчиваются процессы его диагенеза, не установлены и определяются различно, от десятков до первых сотен метров. По-видимому, в различных конкретных геологических условиях эта глубина будет варьировать. Но важно, что при всех вариантах её положения диагенетические изменения осадков протекают при термодинамических условиях, близких к тем, при которых осадок формировался.

Различают стадии раннего и позднего диагенеза, хотя строгого критерия этого разграничения не существует. В раннем диагенезе осадок представляет собой высоконористую, сильно обводнённую, резко неуравновешенную, неустойчивую многокомпонентную физико-химическую систему легкоподвижных и реакционноспособных веществ. Специфический облик захороненных иловых вод, возникающий в основном за счёт разложения органического вещества, деятельности организмов и растворения твёрдых фаз осадка, создаёт в последнем «геохимический мир, резко отличный от мира

соседствующей с ним наддонной воды». Кроме того, он всё время как бы обновляется за счёт диффузионных токов иловых вод в наддонные и обратных подтоков последних в иловые воды. В результате в осадке начинаются процессы различных минеральных новообразований. Таким путём может, в частности, идти образование в известковых илах доломита, происходит выделение карбонатного (кальцитового или доломитового) цемента в межформенных пустотах-порах и образование ряда таких аутигенных минералов, как сульфаты, пирит, лептохлориты и др.

Одновременно с физико-химическими превращениями меняются и физико-механические свойства осадка. Выделение минеральных новообразований и прогрессирующая нагрузка вновь образующихся слоёв осадков вызывают отжимание иловых вод и перемещение их в более верхние горизонты и соответственно уплотнение осадка. Восходящие движения иловых вод имеют весьма незначительную скорость. А они-то в основном и определяют подвижность иловых вод. Этим последние также резко отличаются от вод наддонных.

Реальным путём перемещения растворённых веществ в осадке в указанных условиях является диффузия ионов и молекул. А поскольку эти процессы замедленные, диагенетические преобразования илов являются в целом длительными и с глубиной затухающими.

Значительно более интенсивные преобразования осадков происходят в раннем диагенезе. Так, отмечается, что толщина слоя «илистых осадков», подвергающихся процессам, характерным для диагенеза, т. е. раннего диагенеза, вряд ли превышает 10-15 м. Однако на больших океанических глубинах, порядка 6 км, различаются осадки высокопористые (до 70%), с высокой влажностью, в толщах мощностью в сотни метров.

На стадии позднего диагенеза процессы изменения осадков значительно замедляются и в конце её осадок достигает состояния внутренне уравновешенной системы, т. е. превращается в породу.

Дальнейшие изменения возникшей породы относятся уже к стадии эпигенеза. Можно различать эпигенез «прогрессивный» и «регрессивный». Для первого Н. Б. Вассоевич в 1957 г. предложил название «катагенез», получивший широкое распространение. В катагенезе преобразования пород происходят при постепенном погружении их на все большие глубины. В условиях заметного возрастания температуры и давления породы, почти не меняя минеральный состав, испытывают значительное региональное уплотнение. Следствием его является перекристаллизация карбонатного материала (укрупнение зёрен) с возможным образованием сложных, зубчатых контактов зёрен. Имеющиеся в карбонатных породах поры, а также трещины при наличии в разрезах глинистых пород могут заполняться водами, при региональном уплотнении отжимаемыми из глин в больших количествах. Возможно «катагенетическое проникновение» в карбонатные породы вод и другого происхождения, в том числе эндогенного. Во всех случаях эти воды, мигрирующие со стороны, циркулируя в карбонатных породах обуславливают частичное растворение и переотложение минеральных компонентов породы и способствуют новому перераспределению веществ. В частности, это один из возможных путей эпигенетической доломитизации известняков.

Регрессивный эпигенез связан с противоположными по знаку перемещениями пород в силу различных геологических (тектонических) причин в зоны более низких температур и давлений, вплоть до выведения их на дневную поверхность. Естественно, в приповерхностных и поверхностных зонах процессы эпигенетических преобразований карбонатных пород будут наиболее интенсивными, смыкаясь здесь с процессами поверхностного выветривания. Активную роль в этих преобразованиях играют поверхностные и грунтовые воды, которые могут проникать на глубины до 500 м от поверхности. Эти воды химически весьма агрессивны по отношению к карбонатным породам, особенно в условиях влажного и жаркого климата. Воздействие их может приводить к усиленному выщелачиванию карбонатных пород, а также и к возможной последующей их минерализации, т. е.

«запечатыванию» возникших пустот (и трещин), в целом весьма сильно влияя на формирование коллекторских свойств пород. По этой причине при исследовании карбонатных коллекторов особое внимание следует обращать на выявление в разрезах карбонатных толщ поверхностей различных, в том числе и внутриформационных, перерывов в осадконакоплении.

Остановимся несколько подробнее на тех основных процессах диагенетических и эпигенетических преобразований карбонатных осадков-пород, которые наиболее существенно отражаются на формировании их коллекторских свойств.

### **Выщелачивание**

Выщелачивание – это процессы растворения веществ, сопровождаемые выносом растворённых компонентов. В породах оно находит отражение в образовании различных по форме и размерам пустот выщелачивания. Выщелачиванию могут подвергаться как карбонатные осадки (диагенетическое), так и карбонатные породы (эпигенетическое).

Диагенетическое выщелачивание карбонатных осадков в целом является довольно ограниченным. Условия их заметной обводнённости, малой подвижности иловых вод и замедленности диффузионных перемещений веществ создают обстановку для преобладания в осадках процессов растворения, сопровождаемого местным, локальным переотложением растворённых компонентов. Возможности удаления последних ограничены. Если же они всё-таки возникают, в результате происходящего выщелачивания образуются мелкие неправильные пустотки, оконтуренные частично растворёнными карбонатными зёрнами либо незначительно растворёнными форменными образованиями. Суммарный объём возникших пустот невелик и практически мало отражается на изменении существующей пористости осадка.

Эпигенетическое выщелачивание в противоположность диагенетическому может приводить к весьма существенным изменениям пористости карбонатных пород и практически оказывает весьма сильное влияние на формирование их коллекторских свойств. Эпигенетическое

выщелачивание обусловлено циркуляцией по карбонатным породам относительно быстро движущихся, агрессивных по отношению к ним вод, будь то воды ювенильные или наиболее распространённые вадозные. Естественно, что циркуляция последних возможна лишь при нахождении карбонатной породы в поверхностной или приповерхностной зоне, независимо от того, оказались ли породы здесь уже пройдя стадию катагенеза, либо сразу же после диагенеза.

При эпигенетическом выщелачивании растворению могут подвергаться и зернистая карбонатная масса, и различные форменные образования. Последние могут быть выщелочены как частично, так и полностью. Селективный характер выщелачивания контролируется особенностями строения породы. Конкретных сравнительных данных в этом отношении нет. Можно полагать, что весьма большую роль в этом играет характер пористости (размеры и форма пор и поровых каналов) и трещиноватости карбонатных пород, которые контролируют пути движения вод. В породах смешанного известково-доломитового состава различное сопротивление растворению могут оказывать кальцит и доломит, поскольку растворимость последнего (при равных прочих условиях) значительно (в 24 раза) меньше. По всей вероятности, по-разному будут реагировать на воздействие вод также и форменные образования различной степени плотности и т. д. И наконец, селективное растворение карбонатных пород, очевидно, будет зависеть и от характера (состава) циркулирующих вод и его изменений.

Результатом эпигенетического выщелачивания является возникновение пустот самых различных размеров: от мелких пор (до 1 мм) и каверн (более 1 мм) до крупных карстовых полостей, измеряемых метрами. Форма пор и каверн неправильная, округлоизометричная, удлинённая, щелевидная, заливообразная и т. д. Часто по их периферии наблюдаются укрупнённые зёрна окружающего зернистого карбоната с весьма характерной обращённостью в пустоту сравнительно хорошо огранённых ромбоэдрических концов. Встречаются пустоты, сохранившиеся от выщелачивания различных некарбонатных

минеральных выделений (ангидрит, галит и др.), с реликтовыми очертаниями их кристаллических форм.

Распределение вторичных пустот выщелачивания в карбонатных породах, как правило, весьма неравномерное, рассеянное, пятнистое, полосчатое, линейное и т. д. Иногда они различаются внутри минеральных трещин и стилолитов, часто развиваются по ходу открытых микротрещин.

Суммарный объём пор и каверн выщелачивания, если они не подверглись позднему «запечатыванию» минеральными новообразованиями, может быть значительным. Обусловленная им вторичная пористость карбонатных пород нередко превышает межзерновую пористость и служит основным видом ёмкости карбонатного коллектора.

### **Сульфатизация**

Сульфаты (гипс, ангидрит) часто ассоциируют с карбонатными породами, в которых они могут быть генетически как первичными, так и вторичными.

Первичные седиментационно-диагенетические сульфаты (ангидрит) наблюдаются в доломитах эвапоритовых толщ, в разрезе которых наряду с солями образуют отдельные, иногда мощные пласты. В самих доломитах седиментационно-диагенетические выделения ангидрита наблюдаются в виде рассеянных мелких зёрен и их агрегатных скоплений, образующих различные по размерам линзы, линзовидные пропластки и прослои.

Как известно, осаждение сульфатов из водной среды бассейнов возможно только химическим путём при высокой концентрации солей (минимум в 5 раз превышающую нормально морскую) в обстановках жаркого, засушливого климата. Оно зависит от многих причин: как от концентрации, так и от состава растворённых солей, от изменений температуры и др. В целом эти условия благоприятны и для химической садки доломита, которая предшествует сульфатной. В раннем диагенезе в обводнённых осадках начинается активное перераспределение веществ, при котором значительно более неустойчивые, растворимые и подвижные сульфаты проникают в доломитовые илы, выделяясь

в них там, где это возможно. Нередко это приводит к образованию пород смешанного ангидрит-доломитового состава.

Обычно седиментационно-диагенетические выделения ангидрита в доломитах представлены тонко- и мелкозернистыми агрегатами, иногда с отдельными более крупными призматическими и таблитчатыми зёрнами.

Вторичные, позднедиагенетические и особенно эпигенетические, выделения сульфатов (ангидрита и гипса) возможны в любых карбонатных породах, в самых различных типах доломитов и известняков. Обычно эти сульфаты ясно- и крупнозернистые. Их выделение происходит из подземных вод, циркулирующих по карбонатным породам. Сульфаты (особенно гипс) пойкилитово прорастают карбонатную массу, развиваются в межзерновых и межформенных порах, выполняют различные пустоты выщелачивания и открытые микротрещины. Во всех случаях сульфатная минерализация приводит к запечатыванию пустот и, таким образом, снижает пористость карбонатной породы.

### 1.8 Классификация продуктов карстования и фаций

Скопления разрушенных палеокарстовых структур и связанная с ними внутрипластовая деформация является диагенетическими и структурными явлениями в карбонатных пластах вблизи поверхностей стратиграфических несогласий различных порядков (Рис. 1.8).

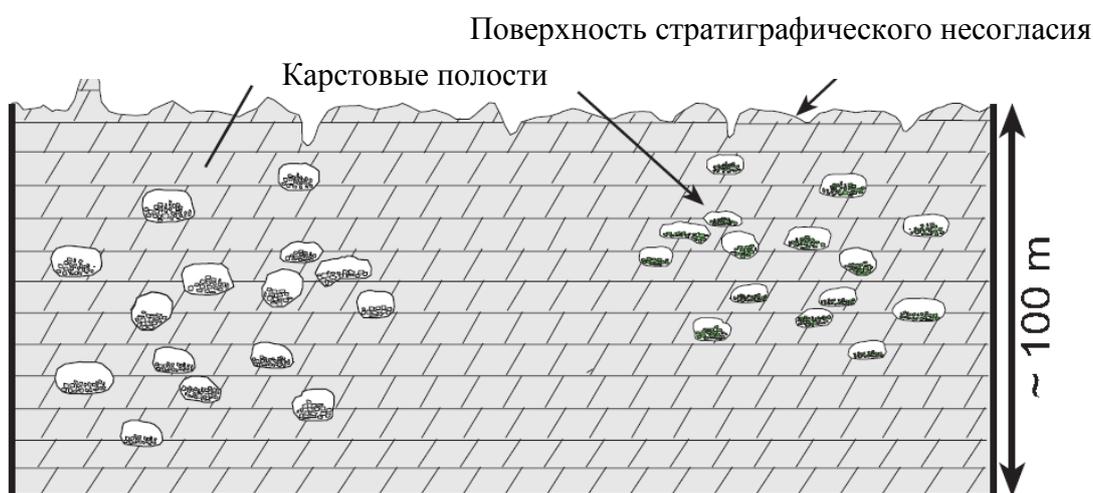


Рисунок 1.8 Карстовые полости в карбонатном пласте

Строение каждой такой отдельной структуры может быть разделено на две части. Нижняя часть обрушенной палеокарстовой структуры – это по сути сама карстовая полость после обрушения стенок, пустотное пространство которой заполнено массивными брекчиями, образованными в результате обрушения. Верхняя часть – вышележащий над полостью деформированный интервал, на горизонтальном плане который характеризуется крупными округлыми структурами проседания породы, включающий в себя разломы и трещины литогенетического генезиса.

Латеральное распространение скоплений таких структур, как правило, составляет от сотен до тысяч квадратных километров. По характеру распространения структуры имеют прямолинейные формы с ярко выраженными зонами концентраций кольцевых аномалий, разделённых между собой недеформированными породами. Такая зональность развития может отображать наличие зон трещиноватости, во многом за счёт которых карстовые воронки и образуются.

Палеокарстовые структуры формируются за счёт длительных и сложных процессов в ходе геологического развития территории (Рисунок 1.9). В пределах границ стратиграфических несогласий карбонатные пласты, как правило, демонстрируют свидетельства активной карстификации, которая приводит к формированию значительного количества связанных между собой систем каверновых полостей [40]. При дальнейшем погружении территории в ходе естественного осадконакопления такие системы испытывают механическое уплотнение, и в определённый момент происходит их обрушение. Формирование типовых сейсмических аномалий в зонах явно выраженных деформаций вышележащих слоёв связано с образованием петрофизических разностей в зонах разрушений стенок, которые, вероятно, отражают дифрагированные волны. В вертикальном плане протяжённость таких деформаций может прослеживаться вплоть до 700 метров.

Палеокарстовые системы исследованы многими зарубежными авторами, включая Lucia, F. J [81, 80, 82], Loucks, R. G. & J. H. Anderson [76, 77], Kerans

[71, 70], Wilson, J. L. [102], Wright, V. P. [103], Candelaria, M. P. [60], Loucks, R. G. & R. H. Handford [79], Hammes U. [66], Mazzullo, S. J. & G. V. Chilingarian [86]. В работе Loucks, R. G. [78] разработана классификация карстовых фаций (рис. 1.9).

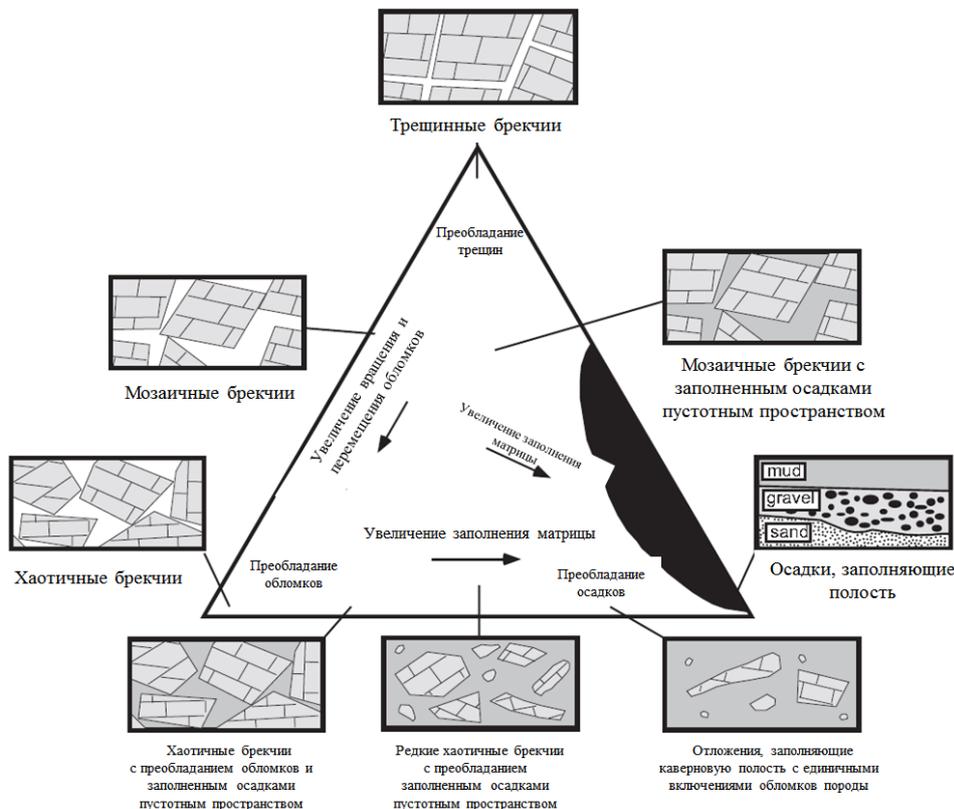


Рисунок 1.9 Классификация заполняющих карстовую структуру отложений и продуктов обрушения стенок.

Автор использовал треугольную диаграмму для того, чтобы наглядно продемонстрировать взаимоотношение между трещинными, мозаичными и хаотичными брекчиями, а также отложениями, заполняющими пустотное пространство (песчаники, глины, алевролиты, ангидриты и т.д.). Трещинные брекчии являются сильнотрещиноватыми породами, содержащими большое количество тонких трещин, которые разделяют обломки с их незначительным смещением относительно друг друга (либо вовсе без него). Мозаичные брекчии демонстрируют значительно большее смещение, чем трещинные, но обломки, так или иначе, расположены на близком расстоянии относительно друг друга. Хаотичные брекчии состоят из набора различных обломков, которые были значительно смещены вертикально в ходе разрушения и латерально за счёт

воздействия флювиальных потоков или механизмов движения подземных вод (особенно во фреатической зоне). Каждый отдельный обломок этого типа заполнения полости не демонстрирует характерной связанности с соседним обломком.

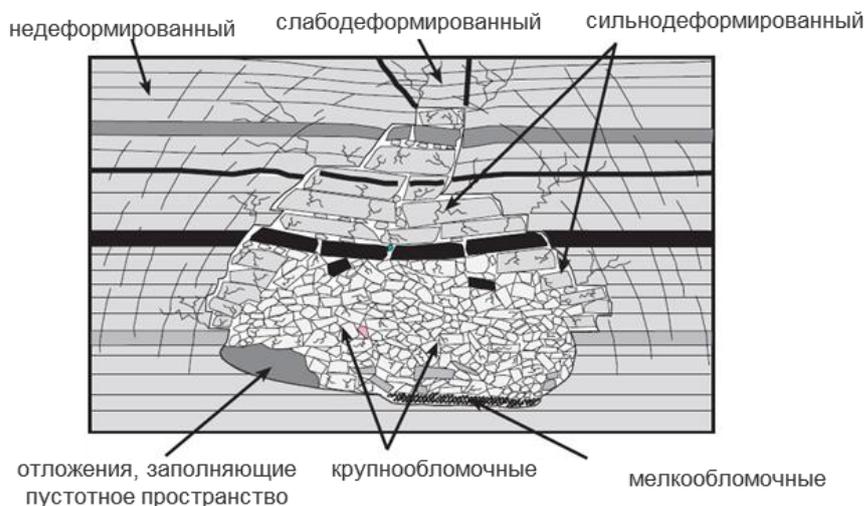


Рисунок 1.10 Классификация палеокарстовых фаций

Тем же автором [78] на основании изучения современных аналогов карстовых полостей разработана классификация палеокарстовых фаций. В рамках этой классификации выделено шесть фациальных зон (рис. 1.10). Первая фация, это недеформированный слой, который характеризуют как недеформированную вмещающую породу вокруг обрушенной палеокарстовой структуры. Для этой фации характерна устойчивая вертикальная выдержанность слоёв на десятки и сотни метров. Следующая фация – деформированный слой, вмещающая порода вокруг разрушенных структур, которая была подвержена незначительной деформации. Выдержанность слоёв в целом хорошая, но выделяются небольшие проседания породы и малоамплитудные разломы. Для таких слоёв характерно наличие литогенетических трещин и мозаичных брекчий. Третья фация, сильнодеформированные слои – это вмещающая порода непосредственно вблизи обрушенной полости, которая была подвержена частичному обрушению. Четвёртая фация, крупнообломочные хаотичные брекчии – это продукты обрушения стенок полостей, заполняющие пустотное пространство

бывшей карстовой полости. Эта фация характеризуется присутствием большого массива плохо отсортированных, крупных, хаотичных, брекчиевых обломков стенок полости приблизительно от 0,3 до 3 метров длиной, которые в совокупности формируют структуры в горизонтальном плане, имеющие ленточные формы и размер до 15 метров высотой и до 100 метров в длину. Эта фация, как правило, полностью состоит из обломков, но также может включать и заполняющий матрицу между обломками, осадочным материалом различной литологии в зависимости от условий седиментации. Пятая фация – это мелкообломочные хаотичные брекчии. Отложения данной фации выделяются как хорошо отсортированные брекчиевые породы, заполняющие карстовые полости. Такие заполнения характеризуются массами мелких обломков, умеренно отсортированных, с неоднородной структурой матрицы. Шестая фация – это отложения, непосредственно заполняющие всё оставшееся пустотное пространство. Отложения могут быть как карбонатными так и терригенными, иметь любую структуру и происхождение, и обычно отображают особенности осадконакопления в пределах каждой конкретной площади.

Знания процессов, в результате которых формируются современные карстовые полости на дневной поверхности и затем преобразовываются в скопления палеокарстовых структур, являются необходимыми для понимания их особенностей. Весь эволюционный процесс формирования скоплений палеокарстовых структур будет описан далее [78].

Карстовая воронка – это продукт приповерхностных процессов карстификации, которые включают в себя вымывание полости за счёт растворения породы, частичное или полное разрушение стенок сформированной полости и осадконакопление внутри неё. В ходе последующего разрушения карстовых полостей при погружении, происходит механическое уплотнение обломков внутри них, а также выполнение вновь образованного пустотного пространства эпигенетическими минералами (рис. 1.11).

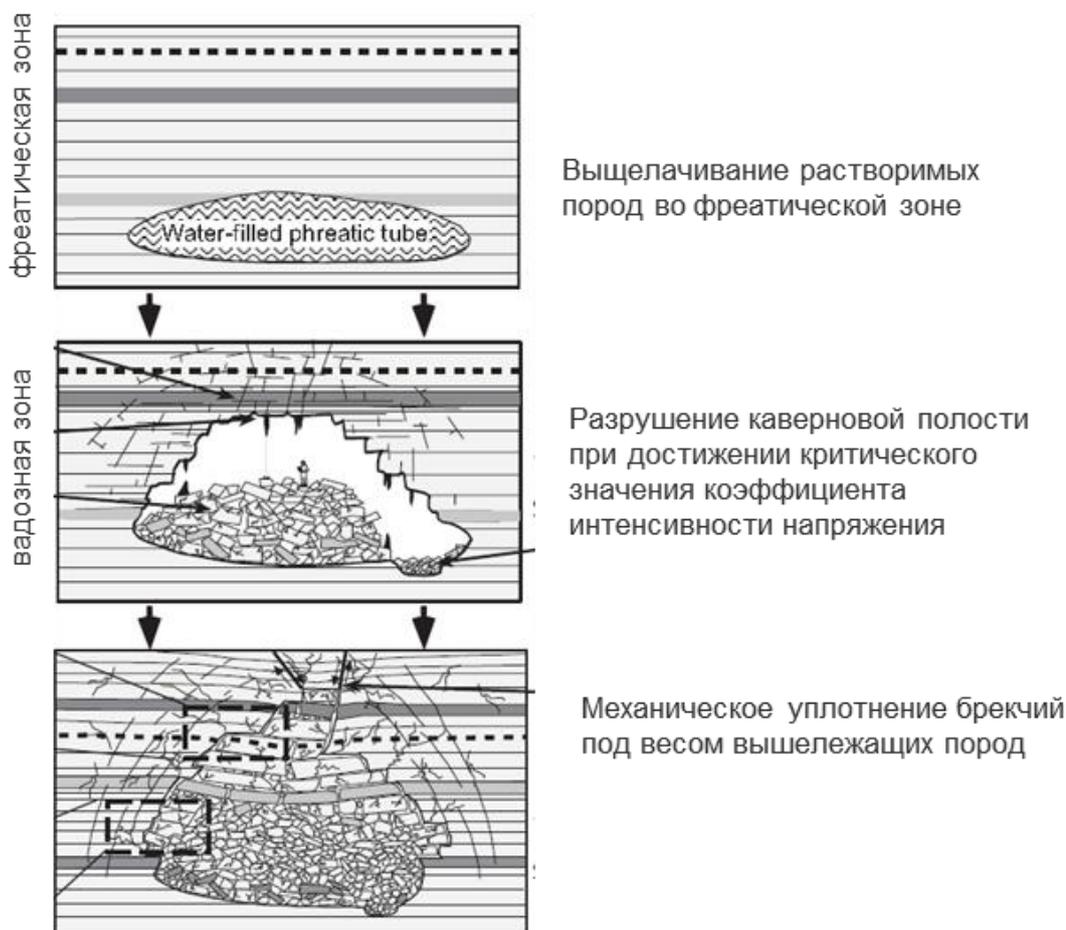


Рисунок 1.11 Схема формирования палеокарстовых структур

Изначально карстовые полости формируются в фреатических и/или вадозных зонах. Наиболее интенсивно полости вымываются там, где сконцентрированы источники выхода грунтовых вод на поверхность за счёт существующей внутри породы поровой системы, как, например, трещины, которые формируют протянутую связь между источником подземных вод (карстовая воронка) и выходом подземных вод, как, например, родник. Каверновые полости находятся под постоянным давлением от веса вышележащих слоёв (рис. 1.12). Зона максимального давления вызвана наличием пустой полости (каверны). Это давление высвобождается разрушением массы пород в области наибольшей концентрации стресса. Это разрушение производит хаотичные брекчии разрушения на поверхности каверновой полости. Также за счёт освобождения стресса вокруг полости формируются трещины и мозаичные брекчии во вмещающей породе.

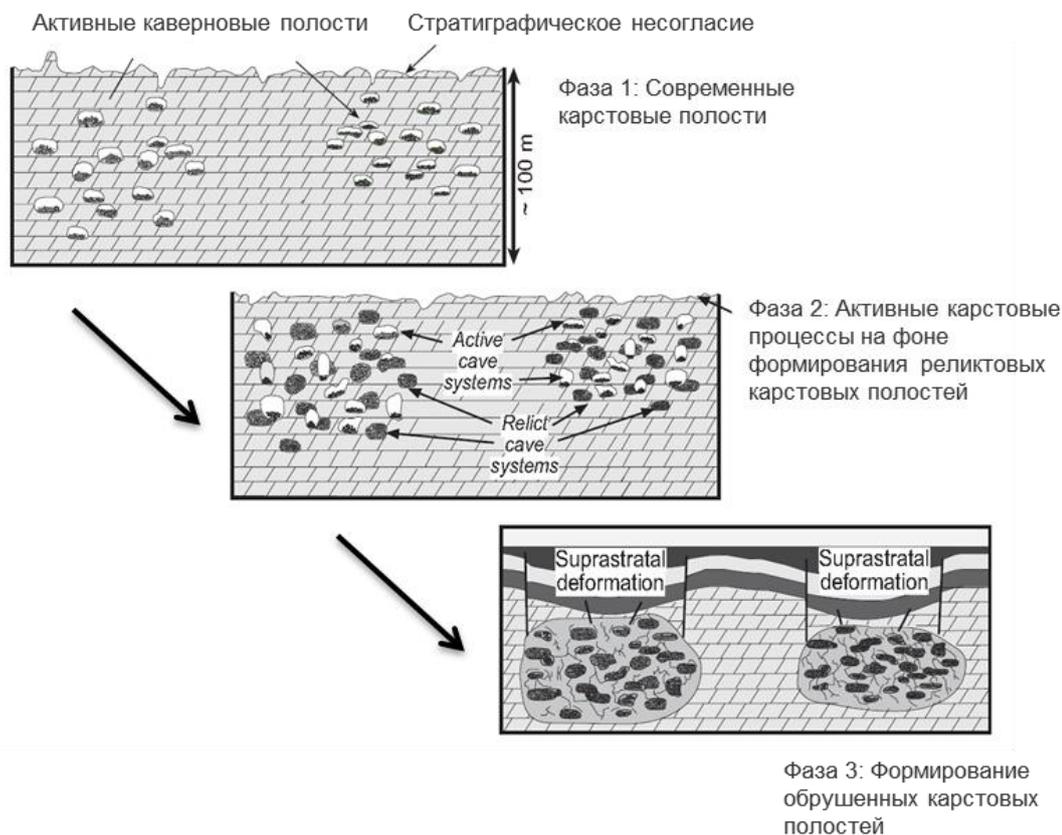


Рисунок 1.12 Фазы развития палеокарстовых структур

При естественном погружении интервалов с кавернами активно происходит их механическое уплотнение за счёт увеличения геостатического напряжения вышележащих пород, вызывая последующие разрушение стенок полости. Многократные разрушения происходят в пределах широкого диапазона глубин. Провалы бурового оборудования (прямой признак наличия каверновых полостей в карбонатном разрезе) являются обычным случаем на глубинах до 2000 метров, также встречаются и на больших глубинах. Латеральное распространение возникших при обрушении брекчий и трещин приобретает всё большие размеры за счёт их соединения с продуктами разрушения соседних полостей, тем самым формируя обширную систему трещин не тектонического генезиса. Значительные объёмы пустотного пространства в виде трещин формируются также непосредственно над разрушенными полостями (рис. 1.13).

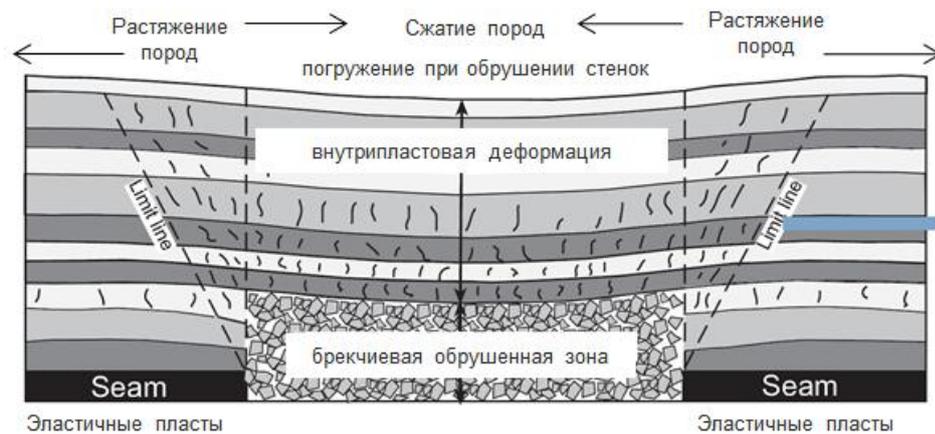


Рисунок 1.13 Геомеханические процессы при формировании карстовой полости

Карстовые системы, как уже сказано, состоят из множества гидродинамически связанных воронок. Если плотность таких скоплений полостей на поверхности невысока, то карстовые системы будут носить локальный изолированный характер, и не представлять большого поискового интереса. Если же количество полостей на единицу площади значительное, как это зачастую бывает вблизи стратиграфических несогласий 3 порядка (продолжительность циклов эвстазии для которых оценивается в 1-5 млн.), эти системы могут формировать обширные скопления брекчиевых и трещинных массивов карбонатных пород, которые являются результатом слияния множества карстовых полостей, а также деформированной вмещающей породы. Такие скопления могут иметь размеры от тысяч метров в длину и в ширину, и десятки метров в высоту. Их внутренняя структура имеет достаточно сложную организацию, так как в формировании каждого отдельного скопления участвуют от сотен до тысяч различных по размерам и формам полостей.

Разрушение и уплотнение каверновых систем вызывает развитие крупномасштабных систем мелких разломов и трещин, которые могут распространяться от обрушенного интервала вверх на 700 метров. Такие системы разломов/трещин не относятся к региональным тектоническим процессам и являются исключительно литогенетическими.

С точки зрения геомеханики механизм разрушения палеокарстовых структур был описан в горной литературе (Kratzsch, 1983). Согласно проведённым исследованиям, каверновые полости находятся под постоянным геостатическим напряжением, весом столба вышележащих слоёв горных пород. Зона максимального напряжения вызвана наличием пустой карстовой полости во вмещающей породе. Анализ напряжённого состояния материала около вершины полости показывает, что величины напряжения зависят от геометрии и её размеров, длины полости, схемы приложения и величины внешних нагрузок. Эти факторы в совокупности могут быть учтены коэффициентом интенсивности напряжений  $K$ , для которого существует критическое значение  $K_c$ . При достижении критического значения ( $K=K_c$ ) начинается обрушение полости, которое производит хаотичные брекчии разрушения внутри каверновой полости. Кроме этого, за счёт освобождения напряжения во вмещающей породе вокруг полости формируются дополнительные литогенетические трещины. При погружении разрушенной карстовой полости происходит механическое уплотнение пород внутри неё, также возможно заполнение трещин эпигенетическими минералами.

## **1.9 Характеристика палеокарстовых структур**

### **Типы палеокарста**

Помимо приведённой выше классификации карста, по характеру образования могут быть выделены их три основные категории: постседиментационный карст, эпигенетический карст и погребённый карст (таблица 1.1).

На карст эпигенетического типа серьёзное влияние оказывают процессы, происходящие на поверхностях стратиграфических несогласий (эрозия, выщелачивание и т.д.). Карстовые интервалы данного типа демонстрируют комплексную порово-каверно-трещинную систему с видимой вертикальной зональностью и развитием палеопочв, бокситов, бледно-розовых кристаллов кальцита, растворённых рвов, впадин, воронок и т.д.

Таблица 1.1 – Классификация карстовых зон

Категория	Тип	Стадия диагенеза	Диagenетические условия	Источник флюида (растворение)	Движущая сила циркуляции флюида	Условия циркуляции флюида в карсте	Главные контролирующие факторы
Постседиментационный карст	Растворение свежей водой	Постседиментационная	Атмосферные	Атмосфера	Гравитация	Открытые	Условия осадконакопления и изменение уровня моря
Эпигенетический карст	Карст на поверхности коры выветривания	Эпигенетическая	Атмосферные	Атмосфера	Гравитация	Открытые	перерыв в осадконакоплении, эрозия
	«Залегающий» карст				Гравитация, давление	Частично открытые	Условие замкнутой циркуляции грунтовой воды региональный уровень грунтовой воды
Погребенный карст	Органическое кислотное растворение	Ранний диагенез - поздний диагенез	Погребенные	УВ	Вязкость	Закрытые	Концентрация кислотно-органического вещества (КАВ)
	Растворение термальными водами			Термальный флюид	Плавуемость	Закрытые	Концентрация термальных вод
	Растворение грунтовой водой под давлением			Вышележащие породы	Давление, сила тяжести	Закрытые	Концентрация КАВ в вышележащей породе
	Растворение смешанным типом жидкостей			Различные источники	Плотность, сила тяжести	Закрытые	Условия циркуляции грунтовых вод

Погребённый карст главным образом контролируется тектоническими нарушениями и подземными флюидами, которые часто способствуют образованию таких минералов, как ферродоломит, флюорит, сфалерит, пирит, и формированию трещин и брекчиевых массивов.

### **Зональность палеокарстового интервала**

Карбонатные карстовые системы обычно демонстрируют вертикальное разделение на зоны и состоят из приповерхностной зоны, фильтрационной зоны, и зоны подземного стока. Каждая зона имеет характерные признаки, демонстрирующие определённое горизонтальное распространение и слоеобразную структуру.

Поверхностная зона обычно развивается рядом с выветренным палеокарстом, выше нисходящей зоны фильтрации, и имеет мощность менее чем 50 метров. Воздействие грунтовых вод вблизи поверхности на такую зону способствует образованию коллювия, протеканию процессов биологической денудации, а также определённому осадочному процессу. Карстовая полость выщелачивается за счёт активных стоков поверхностных вод. Результатами

процесса карстификации являются растворённые рвы, крупные каверны, трещины, воронки, сформированные за счёт вымывания пород и их последующего растворения поверхностными стоками (с большим содержанием CO<sub>2</sub> и высокой степенью растворяющей способности), поверхностный элювий и карстовый коллювий. Поверхностные осадки обычно состоят из коричнево-красных окисленных отложений «terra rossa» брекчиевого типа.

Образованный таким образом коллектор главным образом состоит из трещин, пор растворения и каверн, с весьма эффективной поровой системой, которая может являться одной из наиболее благоприятных целей для поисков скоплений углеводородов из-за развитых систем связанных между собой трещин. В процессе вскрытия таких зон при бурении часто происходят выбросы жидкости, провалы долот и потеря циркуляции бурового раствора.

Фильтрационная зона расположена между поверхностной зоной и максимальным уровнем грунтовых вод. Такая зона обычно имеет мощность в пределах 30-120 метров. В ней преобладают процессы выщелачивания и растворения с нисходящей фильтрацией поверхностной водной системы вдоль трещин. В фильтрационной карстовой зоне развиты мелкие, средние или крупные каверны растворения и трещины горловидной и мешковидной форм. Нижняя часть каверн часто простирается в направлении карстовых низин. До тех пор, пока каверны взаимосвязаны, они формируют единую крупную трещинно-каверновую поровую систему. Каверны и трещины растворения главным образом распространяются в вертикальном направлении, с относительно ограниченным латеральным распространением. Заполнение трещин и каверн твёрдыми эпигенетическими минералами встречается достаточно локально. Как отмечено выше, в случае, когда карстовые полости растворения не могут сдерживать давление вышележащих или окружающих пород, происходит образование обрушенных палеокарстовых полостей. Фильтрационный тип карстовых зон, в случае если пустотное пространство в нём не выполнено вторичными минералами, является также одним из наиболее благоприятных интервалов для геологоразведки.

Зона подземного стока мощностью 50-80 метров располагается рядом с уровнем грунтовых вод. Глубина расположения основного объёма открытых трещин является нижней частью такой карстовой зоны. В этой зоне грунтовые воды являются очень активными. Водные потоки обычно демонстрируют горизонтальное движение и находятся в недонасыщенном карбонатом кальция состоянии. Таким образом, происходит повсеместное растворение осадков, которое растворяет кальцит и арагонит, оставляя на их месте поры и каверны, и затем далее в мелкие, средние и крупные каверны растворения (в совокупности которые способствуют образованию подземных рек). В местах, где развиты структурные трещины, подземные воды главным образом протекают вдоль направления простирания структурных трещин, поры растворения и каверны являются взаимосвязанными и могут формировать уникальный по способности содержать в себе углеводороды коллектор (скважина Cerro Azul - 4, месторождение Golden Lane trend в Мексике производила 260,000 баррелей нефти в день из такой зоны). По причине того, что вода движется в горизонтальном направлении, глинистые частицы и песок, привнесённые с поверхности, могут легко формировать песчано-глинистые отложения в низинах карстовых полостей и площадях с низкой энергией потока. Некоторые каверны полностью или частично заполняются песком и глиной, что негативно сказывается на коллекторских свойствах таких отложений. В определённых условиях осадконакопления (мелководные застойные моря с повышенной солёностью) карстовые полости могут заполняться твёрдыми минералами, такими как гипс и ангидрит. То же самое зачастую происходит на стадии эпигенетического преобразования породы. Из-за постоянно продолжающегося выщелачивания и растворения грунтовой водой каверны растворения в таких зонах могут простираться на значительные расстояния, а продукты сноса и обрушения стенок будут заполнять низы каверн. Карстовая зона такого типа при определённых условиях также может считаться благоприятной зоной для поисков коллекторов.

## **Палеогеоморфология в карстовом резервуаре**

Палеогеоморфология (изучение древнего рельефа) играет важную роль в развитии карстового коллектора. Типичный для районов активной карстификации рельеф может быть разделён на три типа: карстовое нагорье, карстовый склон и карстовая низина. В карстовом нагорье развиваются поверхностная и фильтрационная зоны, которые подвержены активному внутреннему дренированию, и характеризуются большими мощностями и значительными заполнениями осадками и продуктами обрушения каверн. На территории карстового склона процесс карстификации протекает умеренно. Зона подземных стоков часто формирует активные подземные реки, которые не дают осадкам с поверхности заполнять поры и каверны, соответственно общий карстовый фильтрационный канал не заполнен, что является благоприятным условием для существования и развития связанного между собой единого порового пространства. Такое поровое пространство объективно может быть основной целью разведки на нефть и газ. В карстовой низине растворение осадков происходит куда более интенсивно, карстовые полости обычно значительно заполняются и разрушаются.

Система дренирования в пределах карстового района включает в себя поверхностные и подземные реки, развитие которых обусловлено тектоникой и литологией. Латерально растворённые каверны часто развиты вдоль путей главных потоков поверхностных водных систем.

Мелкие нарушения и трещины определяют проницаемость во вмещающей породе, которая контролирует направление потоков и поверхностных стоков, а также подземных течений. Таким образом, основные карстовые коллекторы распространяются вдоль нарушений и зон трещиноватости.

Заполнение трещин и каверн значительно влияет на поровую систему. В поверхностной карстовой зоне трещины, поры и каверны, обычно с менее заполненным пустотным пространством, характеризуются высокой гидродинамической связанностью и способностью вмещать в себя жидкость. В

фильтрационной зоне трещины более развиты, чем каверны, так как данная зона находится в условиях долговременной нисходящей фильтрации поверхностной воды. В такой зоне пустотное пространство заполнено не всегда и также может иметь некоторую эффективную поровую систему. В фильтрационной зоне поверхностные воды имеют горизонтальное направление движения. Следуя за направлением трещин и естественных каналов дренирования водный поток часто движется по заданному направлению. После растворения пород и процессов разрушения полостей поздний диагенезис, включающий гипсовую и ангидритовую цементацию, может в дальнейшем значительно изменить поровую систему карбонатного трещинно-каверного коллектора. Интенсивная пост-карстовая цементация карбонатного коллектора (результат процессов сульфатизации) существенным образом закупоривает первичную и вторичную пористость, а также сокращается до минимума связанность между двумя смежными ловушками. Измерения в керне скважины № 16 Щельяюрского месторождения показали среднюю пористость и проницаемость для палеокарстового интервала меньше чем 2% и 1мД соответственно. Такие условия являются неблагоприятными для промышленной разработки месторождения.

В скважинах, в которых производился отбор керна, и по которому выделены палеокарстовые интервалы, поровое пространство заполнено ангидритом. Такие зоны демонстрируют аномально высокую скорость пробега акустической волны, высокую плотность породы, высокие сопротивления и низкую нейтронную пористость при сравнении с палеокарстовыми интервалами с песчано-глинистым типом цемента. Композитный анализ данных (комбинирование ГГКп и фотоэлектрических кривых) показал, что процентный объём ангидрита в целевом доманиковом горизонте около 20%, что может объяснить высокую скорость пробега волны и большую плотность в палеокарстовом интервале с залеченными ангидритом трещинами.

## **Способы обнаружения карстовых интервалов**

Палеокарстовые интервалы могут быть обнаружены как макроскопическим, так и микроскопическим методами. Макроскопические методы включают в себя полевые работы, бурение скважин, анализ бурового раствора и керна, анализ данных ГИС, 2D и 3D сейсморазведки, а также дебитов скважин и результатов гидродинамических исследований, в то время как микроскопические методы включают в себя анализ шлифов, изотопов углерода и кислорода, микроэлементов и изучение типов флюида.

### **Обнаружение палеокарста при полевых работах**

Карстовые карбонатные породы демонстрируют характерные признаки, сформированные под влиянием долговременной климатической денудации и процессов выщелачивания. Такие породы могут быть охарактеризованы наличием признаков долговременного перерыва в осадконакоплении (по некоторым данным более миллиона лет), наличием выветренного элювия, в т.ч. бокситового аргиллита, боксита, пирита или бурого железняка (лимонита), известнякового алевролита и глинистого алевролита.

### **Свидетельство палеокарста при бурении и по данным ГИС**

В карстовом интервале (пространство которого не выполнено эпигенетическими минералами) в процессе бурения часто сталкиваются с провалами бурового инструмента, выбросами флюида на поверхность, подскоками долота, потерей циркуляции бурового раствора, нефтяными следами в буровом растворе, следами нефти при флуоресцентном изучении шлама. Автоморфные кристаллы кальцита часто можно выделить в образцах шлама. Газовые исследования демонстрируют видимые признаки нефти и газа со значительно увеличенным объёмом углеводорода, тяжёлого углеводорода, а также его компонентов.

### **Свидетельства палеокарста в керне**

При анализе керна палеокарстовый интервал может быть выделен по: наличию мелких пор растворения и каверн, которые либо открыты, либо заполнены кальцитом, песчано-глинистой субстанцией либо ангидритом.

Наличие мелких пор растворения и каверн с розовато-лиловым или коричнево-желтоватыми включениями по внутренним стенкам, которые в большинстве своём заполнены или полузаполнены глинистыми отложениями, также может свидетельствовать о происходивших процессах карстификации. Ещё одним признаком может быть наличие брекчий и трещин, залегающих глинистых и песчаных отложений в кавернах, которые формируют проводящую карстовую систему. Эпигенетические минералы в кавернах, такие как крупнокристаллический кальцит, сталактит или ангидрит и трещины растворения, заполненные красной, серо-зеленоватой глиной или кальцитом, также могут быть косвенными признаками процессов карстификации.

### **Свидетельства палеокарста в методах ГИС**

Отклики различных параметров ГИС на интервалы развития, не заполненного эпигенетическими минералами палеокарста, представлены тремя максимумами и двумя минимумами: высокие значения ГК, большое время пробега волны, высокая нейтронная пористость, низкие значения сопротивления, низкие значения ГГК. При заполнении данных интервалов вторичными минералами, как в случае текущих исследований, параметры ГИС существенно иные и будут приведены далее.

В крупных кавернах растворения показания ГК увеличиваются при увеличении глинистого контента в них. Значения сопротивления с разной глубиной проникновения в пласт имеют небольшую разницу между собой и часто имеют низкие значения. Диаметр скважины зачастую увеличен в зонах развития палеокарста, а нейтронная, плотностная и акустическая кривые изменяются значительно при смене интервала палеокарстового типа на чистый карбонатный интервал. Мелкие поры растворения и каверны на данных ЕМІ и FMI представляются в виде точек неправильного распространения, в то время как крупные каверны растворения имеют большую чёрную площадь на ЕМІ и FMI картинках.

## **Палеокарст на сейсмике**

Из-за существования трещинно-каверновой зоны увеличивается поглощение распада сейсмической волны, система каверн растворения обычно представляется как шаровидная аномалия на сейсмическом профиле. Другие сейсмические аномалии, такие, как пониженная частота, слабая амплитуда, случайное или слабое отражение, прерывание сплошности амплитуды и уменьшенная скорость (до 20 процентов), всё это также демонстрирует развитие системы каверн растворения (рис.1.14).

## **Признаки палеокарста на шлифах**

Микропризнаки постседиментационного карста включают в себя:

- внутри первичных межзернистых пор зернистый и грубозернистый кальцит хорошо сохранён, в то время как кальцитовый цемент с волокнистыми краями, как правило, полностью растворён;
- выборочное растворение формирует межзернистые поры растворения, внутриполостные поры, межзернистые поры, микритовую оболочку;
- межзернистые растворённые поры заполнены алевритами.

Микропризнаки погребённого карста включают в себя:

- феррокальцит, ферродоломит, гетероморфный доломит заполнен в порах, каверны и трещины растворены в межзернистые и внутризернистые поры и каверны;
- растворение простирается вдоль ранее шовных линий для формирования трещин и растворённых микропор или не заполненных трещин;
- большие межзернистые поры существуют между средне-, крупнозернистыми доломитовыми кристаллами в плотной решётке матрицы;
- наличие минералов термального флюида, таких как флюорит и флинт.

## **Геохимические характеристики**

Когда изотопы углерода и кислорода изменяются в различных диагенетических условиях, таких как просачивание, внутренние потоки, смешивание различных типов грунтовых вод и растворения каверн, геохимические анализы (изучение микроэлементов) карбонатного коллектора

часто применяются для идентификации таких условий. Кристаллы кальцита, как цементные вещества карстовых трещин и каверн, образованных под действием погребённого карста, обычно имеют высокую гомогенизационную температуру включения (выше, чем 90 градусов).

### 1.10 Выделение палеокарстовых структур в пределах Тимано-Печорской провинции

Палеокарстовые структуры как в пределах исследуемого района, так и на смежных площадях в разное время выделяли Мартынов А.В., Карпюк Т.А., Петрова И.В., и др. (рис.1.14).

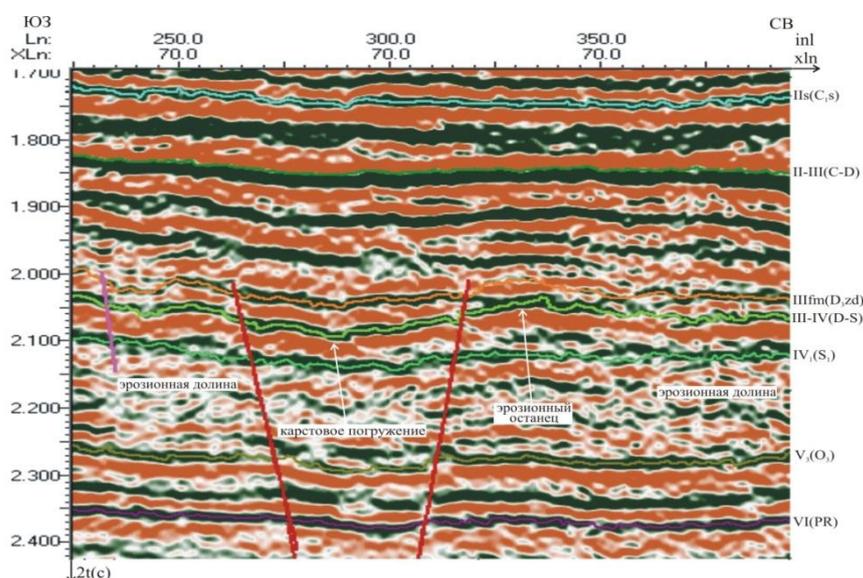


Рисунок 1.14 Пример проявления «навешенного» карста над глубинным тектоническим нарушением.

Методика интерпретации аномалий волнового поля, связанных с палеокарстом, была разработана Воробьёвой Л.Ф. и получила своё дальнейшее развитие в работах А.В. Мартынова.

В геологическом отношении данные аномалии связываются с карстовыми воронками, образовавшимися при обрушении кровли силурийских отложений над крупными карстовыми полостями (рис. 1.15, 1.16). Такой механизм подтверждается результатами бурения скважины 18-Баган. Она расположена на границе воронки, в которой зафиксирован увеличенный на 150м разрез верхнедевонских отложений.

Согласно классификации данных авторов, основным объектом интерпретации является эрозионный уступ. По амплитуде и взаимному расположению уступов выделяются вторичные формы: цокольная терраса, эрозионная терраса, эрозионный останец, эрозионная долина, эрозионный канал (Рисунок 1.14).

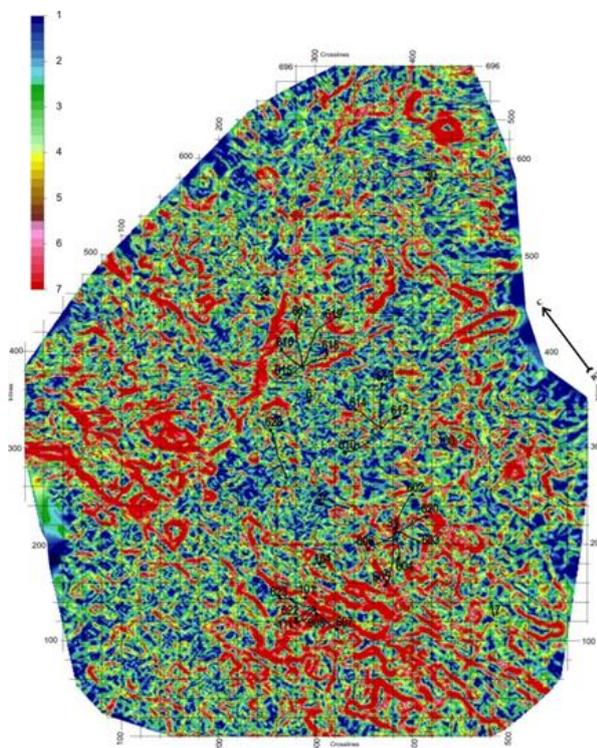


Рисунок 1.15 Карта по атрибуту наклона горизонта III-IV+, на которой выделяются кольцевые аномалии, связанные с наличием карстовых полостей

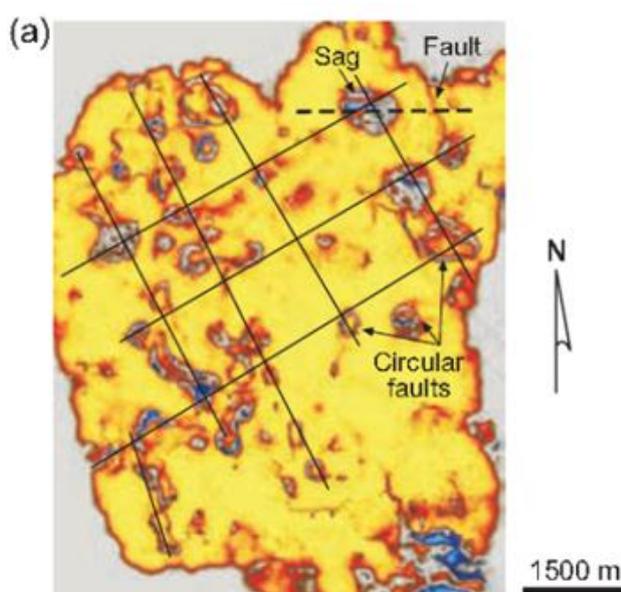


Рисунок 1.16 Кольцевые формы, характерные для карстовых воронок (Техас)

### **Цокольная эрозионная терраса**

Общий контур положительного эрозионного рельефа, который включает все остальные положительные формы. Цокольная терраса контактирует с эрозионными долинами. Непосредственно на территории цокольной террасы располагаются все положительные формы палеорельефа и на ней могут располагаться эрозионные каналы.

### **Нижняя эрозионная терраса**

В волновом поле для этого типа аномалий характерно наличие уступа, незначительное увеличение  $\Delta t$  между горизонтами III-IV и IV1 и существование выположенного рельефа в нижней части уступа. Данный тип аномалий имеет наибольшее площадное распространение (Рисунок 1.14).

### **Эрозионный останец**

В волновом поле для этого типа аномалий характерна выпуклая форма горизонта III-IV, увеличение  $\Delta t$  между горизонтами III-IV и IV1, наличие двух уступов по обеим сторонам аномалии. В плане данные аномалии занимают наиболее высокое гипсометрическое положение и имеют небольшие размеры. Как правило, аномалии подобного типа расположены на верхней эрозионной террасе. Эрозионным долинам соответствуют морфологически пониженные участки горизонта III-IV+. Как правило, выделяется не одна, а две и более долин. Они формируются по принципу «вложения» поздних долин в ранние. Останцы ранних долин формируют т.н. боковые террасы.

### **Эрозионные каналы**

Отрицательные формы палеорельефа, прорезающие на максимальную глубину палеодолины и террасы. В волновом поле аналогом служат образы «эрозионного вреза».

Анализ промысловых данных подтвердил, что эрозионные останцы представляют наибольший интерес с точки зрения нефтеносности. В зависимости от формы и занимаемого положения они подразделяются на два типа – уплощенные и холмообразные.

## Глава 2. Исходные данные для выполнения исследований

### 2.1 Методика сейсморазведочных работ на исследуемой площади

Топогеодезические работы выполнены в соответствии с проектом работ и требований инструкции по топографо-геодезическому и навигационному обеспечению геологоразведочных работ. Плановая высотная привязка и разбивка сейсмопрофилей через 50 м выполнена электронным тахеометром Geodimeter 500 с привязкой к пунктам государственной сети. Для выбора оптимальных условий возбуждения и расчёта статических поправок за неоднородность ВЧР проводились наблюдения МПВ по всем линиям возбуждения за исключением болот, пересечённых участков местности и промышленных зон. Бурение скважин проводилось буровыми станками УРБ-4Т, смонтированными на базе тракторов ТТ-4, диаметр скважин 135 мм, способ бурения – водный с применением промывочной жидкости [18].

Основные параметры сейсморазведочных работ на исследуемом участке приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1. Параметры сейсмических работ 3D на исследуемом участке

<b>1. Методика работ МОГТ-3D</b>	
Расстояние между каналами	50
между линиями приема	300
между ПВ	50
между линиями источников	400
Число линий приема	8
Кол-во активных каналов – общее	768
одной линии	96
СП в группе	12
База группирования С/П	51.7
Схема соединения сейсмоприемников в группе	Парал. -послед.
X max. по оси X, м	2375
X max. по оси Y, м	1625
X max. в пределах плоскости	2878
Размер бина	25·25
Кратность	24
3. Источники возбуждения	Взрывы в одиночных скважинах

## Продолжение таблицы 2.1

4. Аппаратура и оборудование	
тип сейсмостанции	«input/output»
число каналов	768
количество 6-канальных сейсмокос, шт.	186
5. Параметры регистрации	
постоянное усиление, ДБ	24
ФВЧ, ГЦ	3
длительность записи, с	3
шаг дискретизации, МС	2
фильтр антиаляйсинг	<sup>3</sup> / <sub>4</sub> найквист линейный

Снижение качества материала отмечалось в зоне повышения мощности ЗМС в пойме реки Ижма. В разной степени информативный материал получен на всей площади исследований, прослежены отражающие горизонты, характеризующие осадочный чехол от пермских отложений до фундамента.

Таблица 2.2 Объёмы сейсморазведочных работ 3D приведены

	По проекту	Фактически
- ВСЕГО, кв. км	62.72	<b>62.72</b>
- физ. наблюдений	3312	3207/3203
Коэффициент качества	–	0.937
Коэффициент полноты исследований	–	0.955

## 2.2 Цифровая обработка сейсмических данных

Возбуждение колебаний производилось при данных работах с помощью взрывов в одиночных скважинах средней глубиной 12,5м.

Обработка 3D данных на участке выполнялась в Партии цифровой обработки ОАО «Севергеофизика» в период с ноября 2002 года по январь 2003 года [21]. Цель обработки – получение 3D куба информации по участку работ с последующей передачей данных для интерпретации.

Параметры обрабатывающих процедур определялись таким образом, чтобы достичь максимальной временной разрешенности сигналов с достаточно высоким соотношением сигнал/помеха. На каждом этапе проводилось предварительное тестирование и выбор оптимальных параметров обработки [28]. На рисунке 2.1. показана схема выполнения цифровой обработки данных.



Рисунок 2.1 – Схема оцифровки сейсмических данных

### 2.3 Геофизические исследования скважин

Целевым назначением интерпретации материалов ГИС является обеспечение калибровки сейсмических данных к свойствам разреза в скважинах на исследуемой площади.

Геофизические исследования в скважинах проводились комплексом, принятым для Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и включали в себя следующие методы:

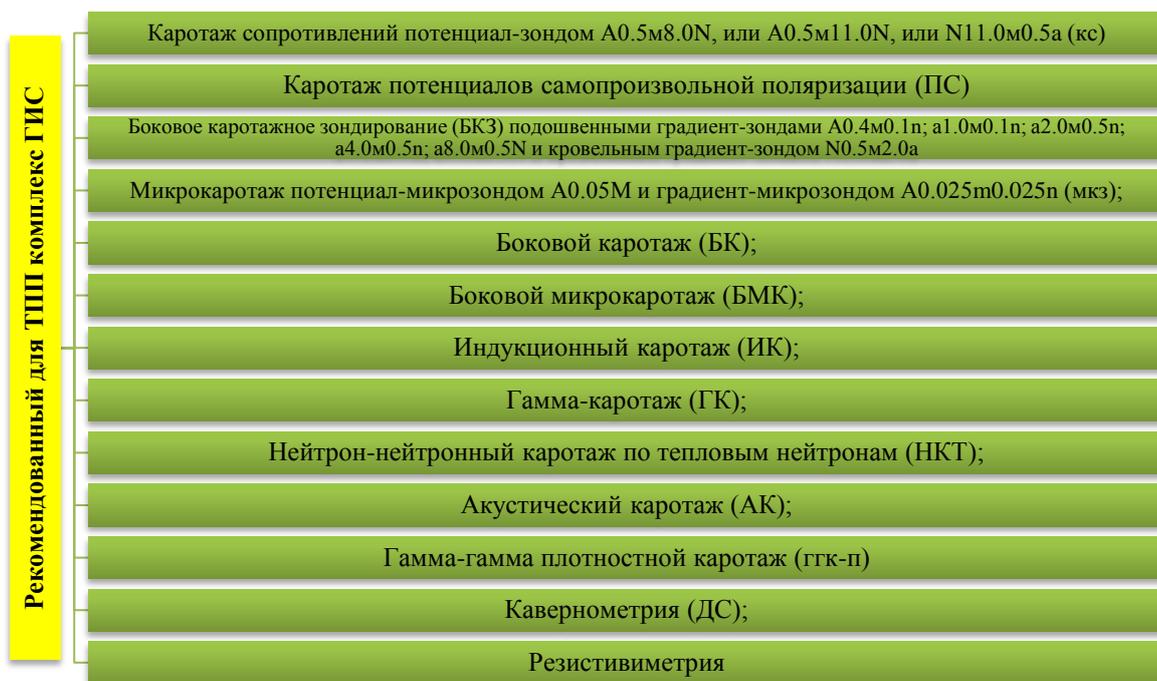


Рисунок 2.2 – Рекомендованный для ТПП комплекс ГИС

При бурении продуктивных интервалов использовались пресные глинистые растворы удельным весом 1,1-1,2 г/см<sup>3</sup>, вязкостью 40-60 с и удельным сопротивлением 0,2-1,3 Омм. Продуктивные отложения вскрывались долотами диаметром 216 мм. От устья до забоя скважин было проведено несколько комплексов ГИС (как правило, три-четыре) с перекрытиями интервалов каротажа.

Качество материалов ГИС хорошее и удовлетворительное. В ряде скважин на кривых электрических методов (ИК и БМК) имеются срывы записи на отрицательные значения.

### 2.3.1 Методика интерпретации материалов ГИС

#### 2.3.1.1 Физико-литологическая характеристика продуктивных пластов и освещенность керном

На территории исследования получены притоки нефти из сирачойских и доманиковых отложений. Во всех рассматриваемых скважинах был отобран керн из этих отложений. Данные по описанию керна, литолого-петрографическим исследованиям и изучению петрофизических и коллекторских свойств пород на образцах керна предоставлены ТП НИЦ.

Сирачойский горизонт сложен терригенно-карбонатной толщей. Отложения представлены переслаиванием доломитов и известняков с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов с включениями слюды, пирита и ангидрита.

Разрез доманикового горизонта верхнего девона сложен органогенными известняками массивными и слоистыми, пятнисто-доломитизированными. Доломитизация развита, в основном, в нижней части толщи.

Несмотря на то, что керн отбирался из всех скважин, следует отметить недостаточную освещённость сирачойских и доманиковых коллекторов керновыми исследованиями. Пористость сирачойских коллекторов по изученным образцам керна составляет 11,2-16,3%. Карбонатные коллекторы доманикового горизонта по результатам керновых исследований характеризуются неоднородностью фильтрационно-ёмкостных свойств, что подтверждается изменчивостью геофизических характеристик. Пористость изученных проницаемых образцов  $D_3dm$  варьирует от 7,2 до 22,7%.

### **2.3.1.2 Литологическое расчленение разреза и выделение коллекторов**

Литологическое расчленение разреза осуществлялось при комплексной интерпретации методов нейтронного и акустического каротажа. Глинистые разности выделялись по максимальным показаниям гамма-каротажа [8].

Геолого-технологические условия проведения промысловых работ (применение пресных глинистых растворов с низкой водоотдачей, незначительные репрессии) позволяют использовать общепринятые качественные признаки выделения коллекторов, обусловленные проникновением фильтрата глинистого раствора в пласты-коллекторы и формированием зоны проникновения:

- уменьшенный или близкий к номинальному диаметр скважины на кавернограмме;
- превышение показаний МПЗ над показаниями МГЗ;

- наличие радиального градиента электрического сопротивления, фиксируемое зондами с различным радиусом исследования.

Как известно, в карбонатных породах со сложной структурой порового пространства прямые качественные признаки коллекторов не всегда выражены. Поэтому выделение проницаемых интервалов контролировалось граничным значением коэффициента межзерновой пористости (7%), рекомендованным в отчёте по подсчёту запасов [33].

### **2.3.1.3 Определение параметров глинистости**

Расчёт глинистости осуществлялся по стандартному методу двух опорных пластов. При этом использовалась связь двойного разностного параметра ГК с массовой глинистостью [31, 32]. В качестве одного опорного пласта выбирался пласт глин в сирачойских отложениях, характеризующийся максимальными показаниями ГК. Другим опорным пластом являлся самый чистый коллектор в доманиковом горизонте верхнего девона. Распределение объёмной глинистости коллекторов пластов  $D_{3sg}$  и  $D_{3dm}$  носит нормальный характер.

### **2.3.1.4 Определение коэффициентов пористости**

Пористость рассчитывалась по комплексу методов НК-АК с одновременным определением литологии пород [15].

Акустическая пористость известняков рассчитывалась по зависимости из отчета [33], построенной с привлечением результатов исследований керна для отложений  $D_{3dm}$  по скважинам 1 – Демаельская, 100 – Низевая и 90 – Макарьельская:

$$\Delta t = 399.1 \cdot K_n + 154.5 \quad (3)$$

Для доломитов использовалось уравнение из отчета [7]:

$$\Delta t = 438.0 \cdot K_n + 142.0 \quad (4)$$

Комплексирование акустических и нейтронных методов ГИС, как известно [20, 21], позволяет разделять коллекторы по типу пористости. Нейтронные методы нечувствительны к структуре порового пространства коллекторов, поэтому позволяют корректно рассчитывать пористость и при

наличии каверновой составляющей. Показания акустического каротажа, как известно, зависят от структуры внутреннего строения породы. В связи с чем в кавернозных коллекторах пористость, рассчитанная по уравнению среднего времени, будет занижена по сравнению с нейтронной пористостью [20, 21].

Тип порового пространства коллекторов определялся исходя из следующих положений. Если величины коэффициентов пористости, рассчитанных по нейтронному и акустическому каротажу, отличались не более чем на 2 абсолютных процента (т.е. в пределах допустимой погрешности определения пористости методами ГИС), то полагалось, что коллектор – поровый. Если нейтронная пористость более чем на 2% превосходила акустическую, то данный коллектор относился к каверново-поровому типу. В коллекторах, в которых пористость по акустическому каротажу превышала пористость, рассчитанную нейтронным методом, на два и более процентов, по-видимому, присутствует трещиноватость (трещинно-поровый тип коллектора).

Коллекторы сирачойского горизонта относятся к поровому типу. Коллекторы доманикового горизонта разделяются на две группы. Первые, для которых нейтронная пористость совпадает с акустической (в пределах погрешности), составляют группу поровых коллекторов. К ним относится большинство коллекторов верхней части доманикового горизонта. Другая группа включает породы, для которых превышение нейтронной пористости над акустической значительно (каверново-поровые коллекторы). Значения каверновой компоненты пористости для коллекторов нижней части доманикового горизонта варьируют от 3 до 8% при среднем значении 3,5%.

Модальные значения коэффициентов пористости коллекторов сирачойского и доманикового горизонтов составляют 12,4% и 10,8% соответственно.

### 2.3.1.5 Определение коэффициентов нефтенасыщенности и характера насыщения коллекторов

Определение коэффициента нефтенасыщенности осуществлялось с использованием соотношения  $k_n = 1 - k_g$ . Расчет  $k_g$  пластов-коллекторов выполнялся по формулам Арчи-Дахнова:

$$P_n = f(k_n) = a_m / k_n^m \quad (5)$$

$$P_n = f(k_g) = a_n / k_g^n \quad (6)$$

Зависимости 5, 6 получены по результатам исследования керн из доманиковых отложений. Значения констант в уравнениях Арчи-Дахнова 5, 6 взяты из отчета по подсчету запасов [33] и приведены в таблице 5.3.

Таблица 1.1 – Значения констант в уравнениях Арчи-Дахнова для коллекторов сирачойского и доманикового горизонтов верхнего девона.

$a_m$	$m$	$a_n$	$n$
2.58	1.46	1	1.50

Сопротивление пластовой воды принято равным 0.026 Ом, исходя из результатов анализов проб пластовых вод. Удельное электрическое сопротивление принято по боковому каротажу, как рекомендовано в [33]. В данном случае БК наиболее эффективен для определения УЭС, т.к. соблюдается условие высоких соотношений удельных сопротивлений пород и скважины. Кроме того, удельные сопротивления, измеренные методом БК, слабо искажаются влиянием скважины и вмещающих пород в пластах небольшой мощности. Как отмечается в [7], использование данных бокового каротажа наиболее эффективно для изучения неоднородных карбонатных разрезов. Характер насыщения коллекторов определялся в результате комплексного анализа материалов электрического каротажа и контролировался результатами испытаний [9].

## **2.4 Стратиграфическая привязка сейсмических отражений к скважинам, характеристика волн и сейсмогеологических свойств верхнедевонского интервала**

Отражение  $\text{III}f_2$  формируется вблизи кровли отложений доманикового горизонта. В области рифообразования характеризует кровлю продуктивной рифовой толщи, в глубоководных условиях формирования доманиковых отложений отражение связано с интервалом тонкого переслаивания карбонатных и терригенных пластов в верхах доманикового разреза. Отражение очень интенсивное и хорошо опознаваемое, имеет положительную полярность. Корреляция выполнялась по интенсивному максимуму.

В поле волны отмечаются особенности (узкие локальные участки потери интенсивности, резкие смещения экстремумов по вертикали), которые могут быть обусловлены малоамплитудными и безамплитудными нарушениями, приуроченными к обрушению стенок карстовых полостей, следящимися далее вверх по разрезу в сирачойских отложениях. Время регистрации волны – 1265-1350 мс. В глубоководных условиях накопления осадков доманикового горизонта отражения  $\text{III}d$  и  $\text{III}f_2$  представляют собой два следующие друг за другом экстремума ( $dT=10-20$  мс).

В областях формирования рифогенных отложений временная мощность интервала  $\text{III}d$ - $\text{III}f_2$  изменчива, и в отдельных местах достигает 70-75 мс. Здесь в волновом поле доманикового интервала наблюдается изменчивость количества экстремумов, холмовидность осей синфазности, малый радиус корреляции осей синфазности – все те признаки, которые сопровождают подобный рифогенный тип разреза. В распределении временных толщин доманикового интервала явно отражается фаціальная зональность соответствующих отложений.

В низах доманиковых отложений зоны относительно мелководного шельфа (зоны рифообразования) наблюдается довольно выдержанный широкий положительный экстремум, имеющий интерференционный характер и непосредственно предшествующий волне  $\text{III}d$ . На востоке площади интервал положительного экстремума вскрыт скважинами, в разрезах которых по ГИС

выделяется репер R<sub>pdm</sub>. С этим репером отождествляется 0-фаза положительного экстремума, предшествующего волне III<sub>d</sub>. По R<sub>pdm</sub> доманиковый разрез условно разделяется на раннедоманиковый и позднедоманиковый, сформированные во время соответствующих основных этапов рифообразования. Прослеживание по сейсмическому полю данного репера возможно только на востоке северного участка съёмки, далее на юг и запад более или менее уверенная его корреляция невозможна. При предшествующих работах на Болотной площади экстремум, соответствующий ОГ R<sub>pdm</sub>, прокоррелирован по всей площади исследований. Это позволило спрогнозировать толщины условно раннедоманиковых и позднедоманиковых интервалов осадконакопления и выявить перспективные «утолщения» в позднедоманиковом разрезе, отождествлённые по совокупности признаков с органогенными телами.

Внутри доманикового интервала, ограниченного ОГ III<sub>d</sub> и III<sub>f</sub><sub>2</sub>, каких-либо иных устойчивых отражений не обнаруживается. Корреляция волн, имеющих локальное распространение, возможна лишь на основе гипотетической геологической модели рифообразования, которая увеличила бы собой число уже существующих.

В низах сирачойских карбонатно-терригенных отложений залегает продуктивный на ряде месторождений карбонатный пласт. Отражение III<sub>гс</sub> отождествляется с кровлей сирачойских отложений, подстилающих преимущественно терригенный ливенско-евлановский разрез. Отражение интерференционное, что обусловлено тонким переслаиванием терригенно-карбонатных отложений в этом интервале разреза. Непосредственно кровля сирачойского горизонта отмечается экстремумом типа «0-фаза» на переходе от максимума волны к минимуму. Корреляция волны выполнена по предшествующему 0-фазе максимуму, который начинает собой пакет волн сирачойского интервала. Сирачойский пакет волн отличается более высокочастотным спектром, доминирующие частоты достигают здесь 70-75 Гц,

в то время как в доманиковом интервале они, как правило, не превышают 60-65 Гц. Время регистрации волны – 1240-1310 мс.

В волновом поле сирачойских отложений часто находят своё выражение малоамплитудные и безамплитудные нарушения, затрагивающие также и позднеманиковые отложения. По результатам предшествующих сейсмических исследований в Ижемской зоне франских рифов прогнозируются разломы обрушения карстовых полостей сирачойской толщи, тяготеющие к зонам наиболее дифференцированного рельефа поверхности доманиковых рифов. Эти структуры отмечаются более явно в поле волн сирачойского интервала и характерны для области ярко выраженных в рельефе кровли доманикового горизонта органогенных объектов. Причиной возникновения данных зон являются активные процессы карстификации, протекавшие в пределах исследуемого района в верхнедевонское время.

Для зоны мелководного шельфа в подстилающих доманиковых отложениях временные толщины сирачойского горизонта составляют 30-35 мс, на территории глубоководных доманиковых отложений толщины сирачойского горизонта увеличиваются до 55-75 мс. Существуют также локальные вариации толщин сирачойского разреза на территории мелководного шельфа, при этом непосредственно над наиболее рельефными объектами происходит сокращение временных толщин на величину до 2-4 мс.

Таким образом, локальные вариации временных толщин сирачойского интервала и разломы проседания являются характерным признаком зон интенсивного рифообразования и процессов карстификации в доманиковое время.

В рамках этих исследований построены карты изохрон в масштабе 1:25000 для всех отражающих горизонтов, однако целевыми по ряду объективных причин были выбраны отражающие горизонты (рис. 2.3):

Ш<sub>src</sub> – вблизи кровли D<sub>3src</sub>,

Ш<sub>f<sub>2</sub></sub> – вблизи кровли D<sub>3dm</sub>,

Структурные построения выполнены в масштабе 1:25000 путём трансформации карт изохрон в глубинный масштаб с помощью смешанной скоростной модели.

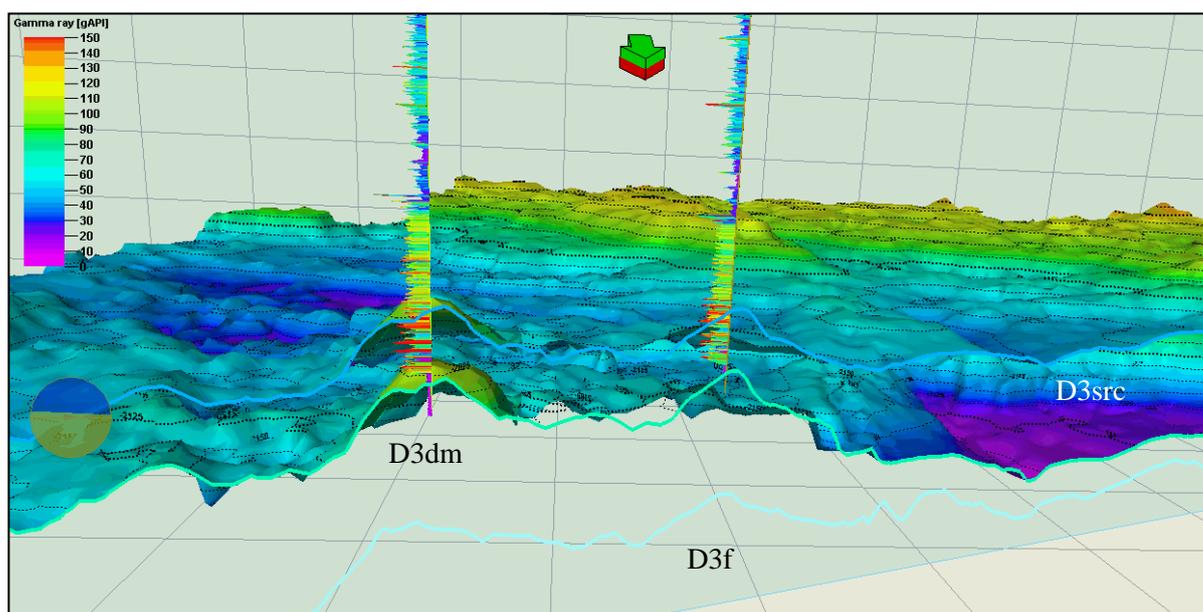


Рисунок 2.3 – Палеорельеф изучаемой площади в верхнедевонское время

## **2.5 Метод сейсмической инверсии для выделения зон с пониженными фильтрационно-ёмкостными свойствами, связанными с развитием палеокарста в районе исследований**

Основными методами, включенными в предлагаемую комплексную методику выделения и анализа палеокарстовых структур, является широко известное преобразование сейсмических волновых полей в разрезы и кубы импедансов путем сейсмической инверсии, а также впервые использованная для участков ТПП технология ортогональной декомпозиции сейсмических данных после суммирования.

Наиболее выдающиеся результаты использования сейсмической инверсии подробно описаны такими исследователями, как М.А. Лаврентьев, С.П. Шишатский, С.А. Нахамкин, Ю.В. Ризниченко, Г.И. Петрашень, С.В. Гольдин, позже исследованиями в данной области успешно занимались А.И. Кобрунов, В.А. Дядюра, Г.Н. Гогоненков, М.Б. Рапопорт и другие.

Предложенные вышеперечисленными учеными (а также многими зарубежными) методы инверсии сейсмических данных детально изучил А.В.

Шубин в своей диссертационной работе. Приведенный ниже материал во многом взят из этой работы, так как изучение сейсмической инверсии не является основной целью текущих исследований, но автор посчитал необходимым осветить основные аспекты данного метода.

Под сейсмической инверсией обычно понимают группу алгоритмов, с помощью которых традиционный и всем привычный сейсмический временной разрез трансформируется в разрез так называемого акустического импеданса  $\rho V$  – произведения плотности  $\rho$  на скорость  $V$ .

Задача инверсии сейсмических данных может решаться детерминистическим или стохастическим способом. Конечным результатом детерминистической инверсии должна являться одна единственная модель упругих свойств среды, которая будет удовлетворять сейсмическим данным и априорным данным.

Согласно работе А.В. Шубина [54], инверсия в области исследований, связанных с геологическим моделированием, – это преобразование геофизических параметров в физические свойства пластов (акустические, электрические и др.). Главная задача сейсмической инверсии – восстановление упругих свойств горных пород (в данном случае литология и плотность) или установление их зависимости от физических условий (например, давление), в которых они находятся. Неоднозначность результатов сейсмической инверсии является главной проблемой данного метода. В данном контексте неоднозначность означает, что различные геологические условия могут производить схожий сейсмический отклик. Использование одних лишь детерминистических методов не позволяют вероятно оценить величину неоднозначности. Неоднозначность восстановления акустических и упругих параметров среды может значительно исказить ход интерпретации, что, соответственно, приведет к неправильному геологическому трактованию тех или иных параметров. Как и в случае текущих исследований, так и в области решения вопроса неоднозначности результатов метода инверсии важным является комплексирование данных качественной (анализ сейсмических

параметров) и количественной (сейсмическая инверсия) интерпретации сейсмических данных.

А.В. Шубин в своей диссертационной работе [54] выполнил анализ существующих методов сейсмической инверсии, после чего предложил следующую классификацию существующих способов сейсмической инверсии, показанную на рисунке 2.4.

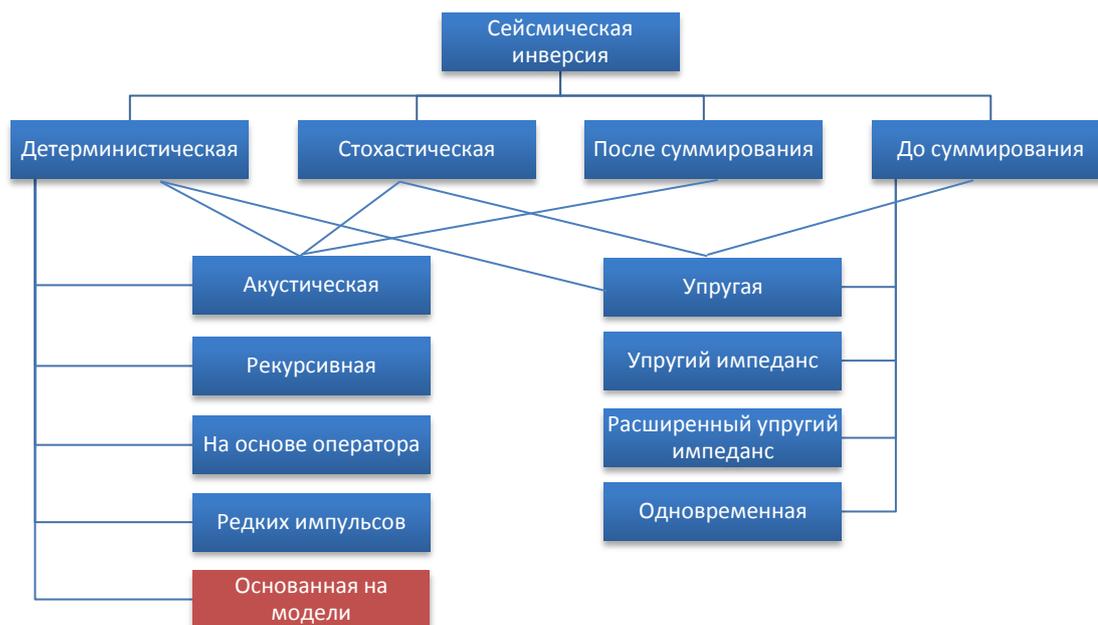


Рис. 2.4 – Способы сейсмической инверсии

Акустическая инверсия – это процесс определения зависимости акустического импеданса ( $I_p = V_p \times \rho$ ) от времени по записи отраженных волн при нормальном их падении [54]. Механизм распространения отраженных волн в сплошной среде описывается волновым уравнением.

Задача акустической инверсии полнократных сейсмических данных состоит в восстановлении вертикального распределения акустического импеданса  $Z_p$  по трассе нормального падения однократно отраженного поля продольных волн в каждой точке поверхности. При этом предполагается, что каждая трасса суммарного разреза ОГТ или куба данных 3D в той или иной мере локально удовлетворяет допущениям такой постановки. Это означает, что обработка проведена таким образом, что вычтены все кратные волны, введены

необходимые амплитудные поправки за геометрическое расхождение, обмен, поглощение, а также выполнена миграция до суммирования, то есть все отражения снесены в точки, соответствующие истинному положению рассеивателей. Основным преимуществом акустической инверсии является ее вычислительная эффективность и простота, поскольку она не требует никакой специальной подготовки сейсмических данных – все необходимые процедуры, перечисленные выше, давно стали стандартной частью любого графа обработки.

На практике почти все методы цифровой обработки и инверсии сейсмических данных базируются на сверточной модели, которая может быть получена из акустической аппроксимации волнового уравнения. Сейсмограмма  $s(t)$  является результатом свертки сейсмического импульса  $w(t)$  с временной последовательностью коэффициентов отражения  $r(t)$  и добавлением шума  $n(t)$ :

$$s(t) = w(t) \times r(t) + n(t) \quad (1)$$

По мере прохождения импульса  $w(t)$  в земле происходят 2 процесса: ослабление амплитуд из-за расхождения фронта волны и процессов отражения, преломления на границах, и угасание частот из-за эффекта поглощения и рассеивания. Следовательно, в любой момент времени импульс никак не будет таким же, как в момент срабатывания источника. В проблеме инверсии сейсмических данных импульс, как правило, не известен, и требует установления. Имеются разные способы оценки формы импульса как с применением информации ГИС (АК, ГГКп), так и без них.

Очередность коэффициентов отражения  $r$  представляет отражательную способность ряда геологических пластов, которые поделены временными интервалами, и считается функцией акустического импеданса:

$$r_i = \frac{I_{i+1} - I_i}{I_{i+1} + I_i} \quad (2)$$

где  $i$  – индекс пласта.

С каждым годом проблемы, возникающие перед сейсморазведкой, становятся все затруднительнее и требуют введения новейших технологий,

специфических решений и интеграции разнообразных наук и дисциплин. Новейшие достижения в области полевых сейсмических работ [97], обработки полевой информации и построения сейсмических изображений оказали существенное воздействие на интерпретацию сейсмических материалов. Данные достижения, прежде всего, сопряжены с достижениями в области решения обратных задач (инверсия сейсмических данных) и петроупругого моделирования (rock physics modeling) [60]. В нынешнее время качество сейсмических данных дает возможность осуществлять прогноз литологии [54, 55] и трещиноватости [56, 92], предопределять тип пластового флюида [57], производить оценку пористости и даже давления [93].

В передовых совместных проектах в области разведки и разработки месторождений нефти и газа применяют сейсмические параметры, которые непосредственно связаны с 3 основополагающими параметрами  $V_p$ ,  $V_s$ ,  $\rho$  (скорость продольных волн и поперечных волн, объемная плотность). К таким параметрам также и принадлежат AVO-параметры, которые описывают границу раздела упругих параметров [92], и пластовые параметры – импедансы, продукт амплитудной сейсмической инверсии. Трансформация сейсмических волновых полей в кубы и разрезы импедансов представляется одним из основополагающих шагов динамической интерпретации сейсмических данных. Основные исследования экспертов в этой области ориентированы на подготовку сейсмической и скважинной информации для выполнения инверсии и разработку технологий ее интерпретации.

Подчеркнем главные достоинства сейсмической инверсии по сопоставлению с параметризацией сейсмических данных [73, 104]: 1) результаты сейсмической инверсии считаются количественной характеристикой и представляют произведение плотности породы на скорость пробега волны:  $V_p \times \rho$  – акустическая жесткость,  $V_s \times \rho$  – сдвиговая жесткость. 2) акустическая жесткость – это уникальное свойство породы, и она может быть получена из разнообразных источников: сейсмические исследования, ГИС, лабораторные измерения. 3) разрезы и кубы акустических импедансов –

предмет исследований для экспертов из различных областей геологических наук: геологов, геофизиков, петрофизиков, а также разработчиков.

Проблему инверсии сейсмических данных можно рассматривать как детерминистическую либо вероятностную. Итогом любой детерминистической инверсии представляется единственная модель упругих параметров, которая удовлетворяет сейсмической информации и априорным ограничениям. Этот тип инверсии уже давно считается стандартом и непременно применяется в проектах по мониторингу коллекторских параметров на площадях, не охваченных бурением. В статье [67] сформирован один из принципиальных вопросов детерминистической инверсии: когда имеется пригодная модель упругих параметров, которая в целом удовлетворяет сейсмической информации, насколько можно быть уверенным, что отсутствует другая модель, которая подходила бы с таким же успехом? В реальности имеется очень много таких моделей, то есть проблема сейсмической инверсии состоит в ее неоднозначности, т.е. непохожие геологические условия могут вызывать похожий сейсмический эффект. Детерминистические способы никак не позволяют вероятно дать оценку значению неоднозначности. В будущем многозначность восстановления акустических и упругих характеристик может отразиться на итогах интерпретации и дать повод к ошибочным геологическим решениям. Для снижения рисков использования недостоверной геологической информации внедряются разные способы подтверждения полученных результатов: использование части скважин в качестве контрольных (cross-validation), вовлечение априорной геологической информации и т.д.

Учитывая проблему неоднозначности, озвученную выше, данные исследования были посвящены разработке методики комплексирования высококачественной (атрибутный анализ, спектральная декомпозиция и др.) и количественной (сейсмическая инверсия) интерпретации сейсмических данных.

Иной подход к прогнозированию коллекторских параметров сопряжен с использованием геостатистических способов прогноза [63], в том числе и стохастической (вероятностной) инверсии. Первостепенные примеры применения геостатистического метода в нефтегазовой индустрии можно причислить к 80-м годам XX в. Но по-настоящему производственной технологией геостатистика начинает становиться лишь в данный момент. Под вероятностной геостатистикой понимают группу способов, результатом работы которых является множество реализации (симуляций) параметров исследуемого объекта, так, в частности, цель геостатистической инверсии содержится в разработке большого количества реализаций акустической жесткости, предопределенных сейсмической и скважинной информацией. Для вероятностной инверсии выбирается и применяется серия статистических характеристик, которые не требуются для детерминистической инверсии, прежде всего это вариограммы: горизонтальные и вертикальные, которые дают возможность учитывать пространственную взаимосвязанность упругих параметров. Продуктом применения вероятностной инверсии является поток реализаций импедансов высочайшего разрешения. К основополагающим преимуществам геостатистических методов можно причислить возможность извлекать результаты в масштабе данных ГИС, рассчитав при этом вероятностную оценку прогнозных параметров.

Методы геостатистической инверсии, по сути, являются комбинацией инструментов геологического моделирования и решения прямой задачи сейсмоки: на основе скважинных данных и вариограмм, задающих пространственное распределение свойств среды, генерируются множественные реализации модели акустических параметров. Затем выбираются и усредняются наиболее вероятные реализации, также обеспечивающие наименьшую невязку между соответствующим им модельным и наблюдаемым волновым полем. Таким образом, формируется устойчивое решение. Геостатистический подход дает возможность связать

данные различных масштабов (геология, сейсмика, ГИС) в виде цельной 3D цифровой геологической модели.

При абсолютно всех полезных сторонах результатов сейсмической инверсии восстановленная акустическая жесткость находится в зависимости от многочисленных геологических характеристик: литологии и толщины пластов, эффективного давления и пористости, а также вида порового флюида. Предопределяющими для количественной сейсмической интерпретации в определенных геологических условиях будут являться аргументированные способы и алгоритмы работы с упругими свойствами. Кроме того, вовлечение априорных геологических данных увеличивает достоверность прогноза и вносит определенный геологический смысл.

Упругие характеристики пород, оцененные в результате сейсмической инверсии, по их назначению применяют для оценки и прогноза различных параметров, таких как пористость коллекторов, геомеханические свойства глин и карбонатов. Связь между упругими параметрами и прогнозными параметрами может быть определена лишь способами петроупругого моделирования, которые в сегодняшнее время делаются исключительно важными. Петроупругое моделирование можно определить как исследование взаимосвязей между петрофизическими качествами горных пород (литология, пористость, проницаемость, характер насыщения, поровое давление, анизотропность, трещиноватость и т.д) и скоростями продольных, поперечных волн, а также их поглощающими свойствами, приобретенными из сейсмических наблюдений, ГИС и лабораторных измерений. Петроупругое моделирование представляется быстро развивающейся сферой геофизики с большим множеством направлений и диапазонов проведения исследования: от исследования фильтрации флюида в масштабе пор до прогноза сейсмического отклика сложнопостроенных коллекторов. Впрочем, использование бесхитростных моделей, которые не учитывают всей сложности геологических объектов, может дать толчок к получению недостоверных результатов и, соответственно, формированию неверных прогнозов.

Вследствие этого разработка моделей, предусматривающих сложную микроструктуру пород коллекторов, представляется важным направлением, в том числе и текущих исследований.

Огромное количество петроупругих моделей было создано в последнее время. На практике масштабное распространение приобрели 2 категории теоретических (изотропных) моделей: модели контактов и модели включений [85], причем 1-е энергично применяются с целью моделирования терригенных пород, а 2-е, наоборот, преимущественно подходят для описания низкопористых карбонатов и глин. Эти две категории моделей имеют все шансы быть соединены с концепцией заполнения порового пространства флюидами Гассмана. Петроупругие модели являются связующим звеном в осмысливании геологических процессов, микроструктуры горных пород и геофизических исследований. Однако необходимо принимать во внимание, что обилие входных петрофизических параметров для таких моделей, как правило, больше, нежели выходных упругих параметров, что делает вопрос прогноза коллекторских параметров по сейсмической информации заведомо недоопределённой. Вследствие этого прогноз коллекторских параметров с применением петроупругого моделирования будет нелишним дополнять статистическими методами, которые дают возможность учитывать не только лишь недоопределенность поставленной задачи, но и литологическую переменчивость пород-коллекторов, а также неоднозначность результатов детерминистической инверсии.

### **2.6.1 Математические методы, применяемые в сейсмической инверсии**

Задача инверсии может быть представлена следующим образом [58, 90, 96]. Допустим, есть оператор  $A$ , который соединяет (линейно либо нелинейно) параметры модели  $m$  и данные  $d$ . Наблюдаемые данные обозначим через  $d_{obs}$ , а синтетические, приобретенные из модели –  $d_{syn}$ . Задача инверсии определить параметры модели  $m$ , которые уменьшат функцию (целевая функция –  $J$ ) разности между  $d_{obs}$  и  $d_{syn}$ . Невязки появляются, потому что сведения об

истинных параметрах модели недоступны. Модель – есть упрощенное понятие действительности, а измеренные данные, помимо полезного сигнала, включают также шум. Целевая функция включает в себя не только лишь невязку между  $d_{obs}$  и  $d_{syn}$ , но и определенные ограничения, обретенные из априорных данных, и условия гладкости заключения. Различные точные способы (математические) могут использоваться для решения задачи минимизации: метод наименьших квадратов, способы градиентного спуска [66, 89], линейное программирование [74, 88], имитационный аннилинг [87, 83], методы случайного поиска (Монте-Карло), нейросетевые [68] и генетические алгоритмы [61]. Для решения задач инверсии может применяться также стохастический подход [63, 75].

### Линейный метод

В предоставленном случае данные и модель соединены между собой линейно и выражение может быть записано в матричном виде [54]:

$$Am = d_{obs} \quad (7)$$

где  $A$  – линейный оператор,  $m$  – модель,  $d_{obs}$  – наблюдаемые данные. Решение такого вида уравнений может быть получено с использованием метода наименьших квадратов (МНК):

$$\hat{m} = (A^T A)^{-1} A^T d_{obs} \quad (8)$$

### Методы градиентного спуска

Это численные способы, которые решают нелинейную задачу линеаризацией кругом исходного приближения [54]. На всякой итерации модель обновляется, итерации прекращаются, когда достигнут минимизационный критерий. Образцами предоставленного способа решения задачи инверсии считаются: метод Ньютона, наибо́льшего спуска и метод сопряженных градиентов [89].

Алгоритм метода наибо́льшего спуска последующий [94]:

Пусть  $m_k$  текущая модель импедансов, и необходимо выбрать направление изменения модели  $\Delta m_k$  и шаг спуска  $\alpha_k$ , такой что:

$$J(m_k + \alpha \Delta m_k) < J(m_k), \quad (9)$$

где  $J$  – целевая функция.

Используя разложение в ряд Тейлора, получим:

$$J(m_k + \alpha \Delta m_k) \approx J(m_k) + (\nabla J(m_k))^T \Delta m_k \quad (10)$$

Выбираем  $\Delta m_k = -(\nabla J(m_k))$ . Антиградиент указывает направление наискорейшего убывания функции.

Для заданного  $\Delta m_k$  рассчитываем значения целевых функций для нескольких  $\alpha_k$  и выбираем то, которое минимизирует целевую функцию.

### **Метод имитационного аннилинга**

Для начала работы алгоритма нужно установить исходную модель импедансов  $m_k$  [54]. Потом характеристики модели начинают изменяться. Это могут быть изменения импедансов и толщин пластов, которые порождают модель  $m_{k+1}$ . Дальше новая модель принимается либо отвергается. Если целевая функция  $J(m)$  при изменении характеристик никак не возрастает, модель принимается постоянно. Если же целевая функция увеличивается, то новая модель также принимается, однако с некой вероятностью:

$$P = e\left(-\frac{J(m_{k+1}) - J(m_k)}{T}\right), \quad (11)$$

где  $T$  – температура. Чем больше  $T$ , тем больше вероятность принятия возмущения, приводящего к увеличению значения целевой функции. Тот факт, что при любой температуре «плохое» возмущение также может быть принято, означает возможность выхода из точки локального минимума целевой функции. Конкретно данная особенность процесса аннилинга гарантирует попадание в глобальный минимум.

Процесс: случайное возмущение – принятие, повторяется некоторое время при постоянной  $T$ . Потом температура понижается и процесс запускается опять. Алгоритм останавливается, когда достигнут заданный минимум целевой функции, либо при малой  $T$  последующие возмущения не приводят к видимому изменению модели [26].

### **Вероятностный подход к проблеме инверсии**

Основан на формуле Байеса [54]:

$$p(m|d) = \frac{p(m)d p(m)}{p(d)}, \quad (12)$$

где  $p(m)$  и  $p(d)$  – априорная вероятность модели  $m$  и данных  $d$ ,  $p(d|m)$  – вероятность получения данных  $d$  из модели  $m$ ,  $p(m|d)$  – апостериорная вероятность модели  $m$ . Необходимо найти решение, которое максимизирует апостериорную вероятность  $p(m|d)$ . Целевая функция может быть записана:

$$J = -\log p(m|d) = -\log p(d|m) - \log p(m), \quad (13)$$

Так как  $\log p(d) = \text{const}$ . Априорная информация включается при использовании ограничений  $S(m)$ . Это может быть критерий минимума коэффициентов отражения как для инверсии редких импульсов. Тогда априорная функция плотности вероятности:

$$p(m) = C e^{-S(m)}, \quad (14)$$

где  $C$  – константа.

Вероятность  $p(d|m)$  является функцией невязки между синтетическими и наблюдаемыми данными и имеет Гауссовское распределение:

$$p(d|m) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(d-A_m)^2}{2\sigma^2}}, \quad (15)$$

Максимизируя целевую функцию  $J$  мы получим решение, которое дает наименьшую ошибку между синтетическими и наблюдаемыми данными и отвечает априорной модели [91].

## 2.6.2 Акустическая инверсия

Обзор различных подвидов акустической инверсии основан на исследованиях А.В. Шубина [54].

### Рекурсивная инверсия

Рекурсивная инверсия (псевдоакустический каротаж) – самый 1-й и простой способ акустической инверсии [64]. В настоящее время на практике никак не используется. Суть способа заключается в расчете условных значений импедансов по рекуррентной формуле [54]:

$$I_m = I_0 \prod_{i=1}^m \frac{1+r_i}{1-r_i} \quad (18)$$

где  $I_0$  – жесткость верхнего (нулевого) слоя,  $r_i - i$  коэффициент отражения.

Предварительно к сейсмическим трассам применяют операцию деконволюции для увеличения разрешенности записи. Возможно, восстановление и абсолютных значений акустических импедансов, при совмещении приобретенных псевдоакустических кривых с низкочастотной фоновой моделью. Отсутствие низких и высоких частот, а также присутствие шума в сейсмических данных серьезно искажают результаты предоставленного вида инверсии [22].

### **Инверсия на основе оператора – цветная инверсия**

На базе эмпирических исследований [72] известно, что процесс инверсии может быть аппроксимирован фильтрацией с простым оператором. Фаза такого оператора должна быть неизменной  $-90^\circ$ , что соответствует представлению о трансформации нуль-фазового отражения в скачок (ступень) акустической жесткости [54]. В работе [99] установлено, что диапазон коэффициентов отражения может быть представлен трендом  $f^\beta$ , где  $\beta$  – константа,  $f$  – частота. Такое же поведение наблюдается для диапазона акустического импеданса, однако экспонента отрицательна. Амплитудный диапазон оператора инверсии получается объединением амплитудного сейсмического диапазона и диапазона акустического импеданса в скважинах. Далее приобретенный оператор применяется к сейсмическим данным. Еще один пример инверсии на базе оператора представлен в работе Приезжева И.И. [50].

Цветная инверсия является простым и быстрым методом инверсии данных и может быть использована на начальном шаге динамической интерпретации. Метод позволяет получить наиболее точный результат, нежели рекурсивная инверсия, однако уступает более совершенным оптимизационным способам инверсии.

## Инверсия редких импульсов

Главная мысль инверсии редких импульсов – восстановить модель импедансов в сейсмической полосе частот, а потом совместить приобретенное решение с фоновой, низкочастотной моделью, тем самым уменьшив многозначность финального решения [54]. Предполагая, что геологическая модель состоит из большого количества пластов и функцию коэффициентов отражения можно записать [22]:

$$r(t) = \sum_{n=0}^{N-1} r_n \delta(t - n\Delta), \quad (19)$$

где среда содержит  $N + 1$  пластов, причем  $N + 1$  значительно меньше числа отчетов сейсмотрассы, это свойство значительно сокращает свободу поиска решения и поэтому уменьшает неоднозначность,  $\delta$  – дельта функция.

Запишем преобразование Фурье для уравнения (13):

$$Re\{R_j\} = \sum_{n=0}^{N-1} r_n \cos\left(\frac{2\pi jn}{N}\right), \quad (20)$$

$$Im\{R_j\} = \sum_{n=0}^{N-1} r_n \sin\left(\frac{2\pi jn}{N}\right), \quad (21)$$

Данные уравнения демонстрируют линейную ассоциацию между диапазоном отражательной возможности и коэффициентами отражения, поэтому неизвестные коэффициенты отражения  $r_n$  можно отыскать, применив обратное преобразование Фурье, однако диапазон сейсмических данных имеет ограниченный спектр частот, что на выходе приведет к большому количеству возможных решений. Однако можно применять критерий, позволяющий из большого количества решений выбрать одно, таким критерием является обеспечение минимума суммы модулей искоемых коэффициентов отражения:

$$\sum_{n=0}^{N-1} |r_n| = \min, \quad (22)$$

В итоге целевая функция для инверсии редких импульсов может быть записана следующим образом:

$$J(m) = \sum_{n=0}^{N-1} |r_n| + |Am - d_{obs}|, \quad (23)$$

где первый член условие (16), второй член – невязка между сейсмическими ( $d_{obs}$ ) и синтетическим ( $Am$ ) данными. Эффективным способом решения данной системы уравнений является метод линейного

программирования [68, 89, 98]. Восстановленная модель импедансов имеет блочное строение и отвечает наименьшему числу ненулевых коэффициентов отражения.

### **Инверсия, основанная на модели**

Одним из наиболее популярных и коммерчески удачных способов акустической инверсии считается способ инверсии, базирующийся на модели (Model-based), который был также использован и для этих исследований [54]. Есть 2 подхода к выполнению инверсии, основанной на модели: обобщенная линейная инверсия и инверсия, основанная на модели.

Процесс инверсии называется обобщенной линейной инверсией, потому что начинается с некоего изначального приближенного решения, за которым следует методичное уточнение решения посредством ряда небольших шагов. Каждый шаг улучшает соответствие между синтетическими и реальными данными.

Способ обобщенной линейной инверсии базируется на разложении функции в разряд Тейлора:

$$F(I) = F(IG) + \frac{\partial F(IG)}{\partial IG} \times (I - IG) + \frac{\partial^2 F(IG)}{\partial IG^2 2!} \times (I - IG)^2 + \dots, \quad (24)$$

где  $I$  – искомая модель импедансов,  $IG$  – начальная модель импедансов,  $F(I)$  – наблюдаемая сейсмическая трасса,  $F(IG)$  – синтетическая трасса, рассчитанная из уравнения  $IG$ ,  $\frac{\partial F(IG)}{\partial IG}$  – матрица частных производных.

Сократив ряд Тейлора, линейризуем функцию:

$$F(I) - F(IG) \approx \frac{\partial F(IG)}{\partial IG} \times (I - IG) \quad (25)$$

Такое уравнение решается относительно коррекционного вектора  $(I - IG)$  итерационно методом наименьших квадратов. Ошибка вычисляется на каждой итерации в виде  $\sum [F(IG) - F(I)]^2$ . Итерации продолжаются до тех пор, пока ошибка не опустится ниже установленного уровня. Окончательное решение получается из уравнения:

$$I \approx IG + (I - IG) \quad (26)$$

Проблема неоднозначности для предоставленного метода разрешается следующим образом:

во-первых, предусматривается первичное предположение, так как решения, получаемые в ходе обобщенной линейной инверсии, традиционно недалеко от первичного предположения. Учет априорной информации осуществляется твёрдой фиксацией акустических импедансов реперных пластов;

во-вторых, целевая функция на каждом шаге уравнивается функцией штрафа, которая определяет, как далека модель от изначального предположения.

На результат обобщенной линейной инверсии влияет как первичное намерение, которое было избрано, так и баланс между соответствием реальным данным и ограничениями, налагаемыми изначальным предположением.

И.К. Кондратьев и Ю.А. Киселев дополнили метод обобщенной линейной инверсии. Главным плюсом измененного метода считается возможность гибкого задания априорной информации с сохранением линейности операций.

Коэффициенты отражения при нормальном падении определяются контрастами акустических импедансов ( $I$ ) и могут быть записаны:

$$R_i \approx \frac{1}{2} \Delta \ln(I_i) = \frac{1}{2} [\ln I_{i+1} - \ln I_i] \quad (27)$$

Для  $N$  коэффициентов отражения уравнение может быть записано в матричном виде:

$$\begin{bmatrix} R_1 \\ R_2 \\ \vdots \\ R_N \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & \dots \\ 0 & 0 & -1 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_1 \\ L_1 \\ \vdots \\ L_N \end{bmatrix} \quad (28)$$

где  $L_i = \ln(L_i)$ .

Далее запишем сверточную модель сейсмической трассы в матричном виде:

$$\begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ \vdots \\ T_N \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \omega_1 & 0 & 0 & \dots \\ \omega_2 & \omega_1 & 0 & \dots \\ \omega_3 & \omega_2 & \omega_1 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_1 \\ R_1 \\ \vdots \\ R_N \end{bmatrix} \quad (29)$$

где  $T_i - i$  отсчет сейсмической трассы,  $\omega_j - j$  член извлеченного сейсмического импульса.

Подставляя матрицу (7) в (8), получим окончательное выражение:

$$T = \frac{1}{2} WDL \quad (30)$$

где  $W$  – матрица, определяющая импульс,  $D$  – матрица – определитель из (7). На практике такое уравнение решается итерационно методом сопряженных градиентов. Начальным приближением является низкочастотная фоновая модель.

По изложенному выше алгоритму была рассчитана карта акустического импеданса для ОГ Шф<sub>2</sub> (кровля доманикового горизонта).

Палеокарстовые зоны с включениями эпигенетических минералов в пределах изучаемого участка имеют аномально высокие скорости пробега звуковой волны, значения ГГКп и сопротивления, а также низкую нейтронную пористость в сравнении с проницаемыми зонами. Средняя нейтронная пористость в палеокарстовых зонах меньше чем 2%, в то время как в рифовых интервалах (также в продуктивных интервалах структур облекания) она варьируется в пределах от 4 до 25%. Средняя скорость пробега волны и значение ГГКп выше, чем 6,1 км/сек и 2,59 г/см<sup>3</sup> (вплоть до 2,9 г/см<sup>3</sup>) соответственно (рис. 6). Значения ГГКп для «чистых» интервалов (без включений эпигенетических минералов) меньше чем 2,59 г/см<sup>3</sup>.

С использованием кривых акустического и гамма-плотностного каротажей, были рассчитаны значения акустического импеданса для палеокарстовых и чистых интервалов в скважинах. В палеокарстовом интервале акустическая жесткость, основываясь на характере заполнения пустотного пространства и исходя из выполненных расчётов, должна превышать значение – 15 255 ед.

График зависимости значений ГГКп и акустического каротажа для палеокарстовых интервалов, освещённых керновым материалом, представлен на рисунке 2.5.

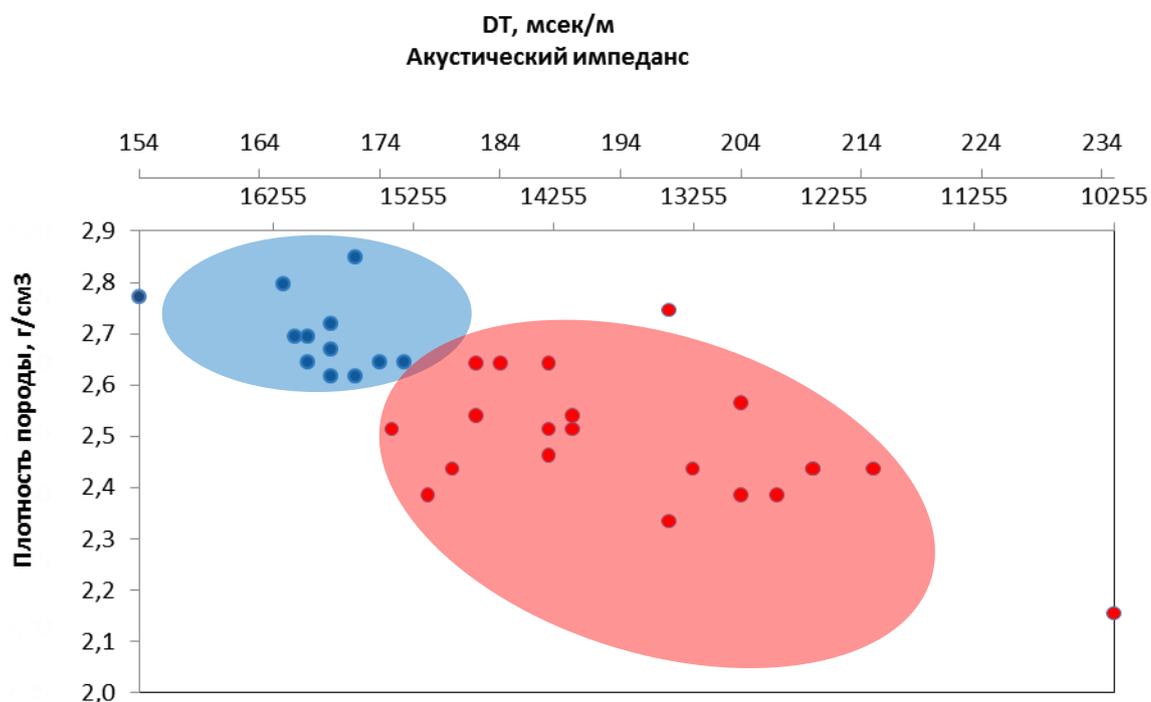


Рис. 2.5 – График зависимости значений ГГКп и акустического каротажа

При сопоставлении результатов анализа данных (латеральное распространение палеокарстовых структур, заниженные значения пористости и плотности в скважинах и их крайне различные дебиты) первый этап методики позволил сделать предположение, что участки скопления палеокарстовых структур в исследуемом районе являются зонами с пониженными фильтрационно-ёмкостными свойствами. Соответственно, для успешности последующего бурения, разработки залежей УВ такие зоны должны быть выявлены не только в пределах пробуренных скважин, но и по всему участку в целом. Для выполнения задачи определения геолого-геофизических параметров, контролирующих зональность доманиково-сирачойских отложений в пределах залежей нефти, в методику включен второй этап исследований – преобразование сейсмического волнового поля в куб импеданса путём сейсмической инверсии.

В палеокарстовых интервалах пустотное пространство включает в себя каверновые и межзернистые поры, также трещины и брекчии. В изученных

образцах керна из палеокарстовых интервалов, за исключением нескольких открытых трещин со следами нефти, большая часть порового пространства заполнена эпигенетическими минералами, либо плотными породами. Чёткая петрофизическая разница между палеокарстовыми интервалами и «чистыми» зонами, выявленная с помощью ГИС, позволяет использовать сейсмическую инверсию для того, чтобы оконтуривать латеральное и вертикальное распространение палеокарстовых зон в пределах изучаемой площади.

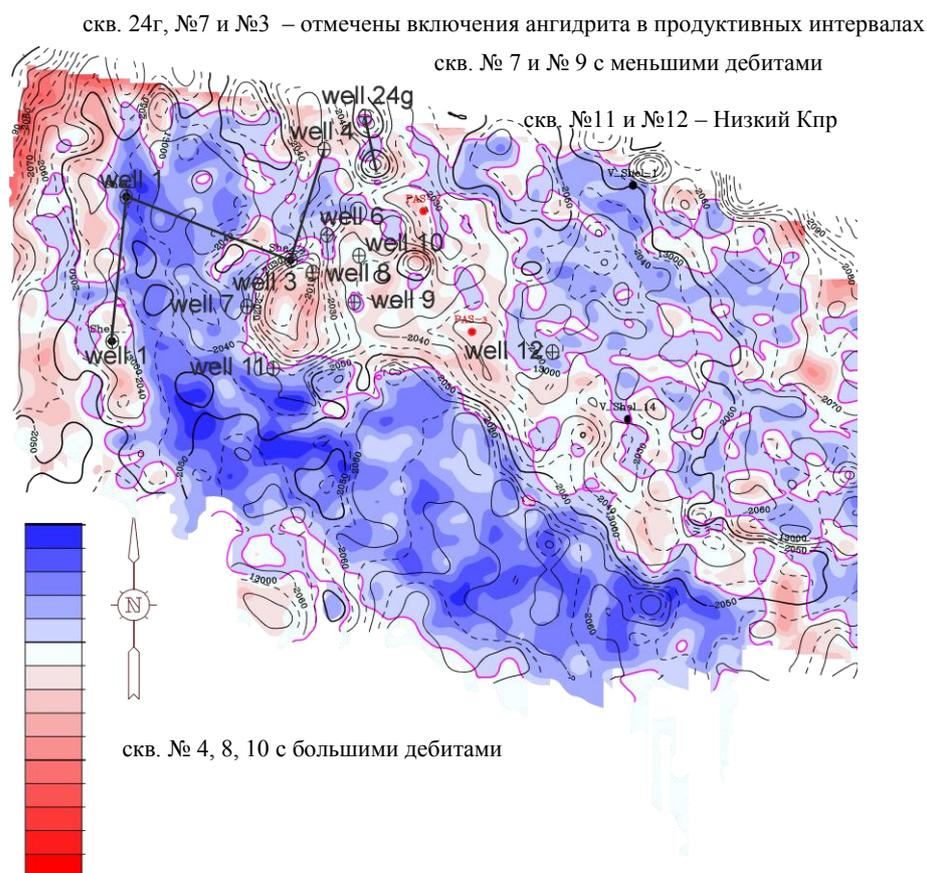


Рис. 2.6 – Карта средних значений акустического импеданса в верхнедоманиковых отложениях.

Интенсивное послекарстовое заполнение эпигенетическими минералами значительно сокращает первичную и вторичную, связанную с карстованием, пористость, а также нарушает гидродинамическую связь внутри коллектора. Анализ керна показывает среднюю пористость и проницаемость в палеокарстовых зонах меньше, чем 2% и 1 мД соответственно. Эти условия отвечают карстовым зонам с пониженными фильтрационно-ёмкостными

свойствами. Для потенциального коллектора пористость и проницаемость должны быть выше, чем 5-7% и 30 мД соответственно.

Из рисунка 2.6 видно, что наименьшие значения импеданса соответствуют самым верхним частям доманикового разреза. Пласты-коллекторы в этих скважинах нефтенасыщены. В тех интервалах разреза, где коллекторы отсутствуют, значения импеданса составляют 15000-17000 ед. для карбонатного разреза. Результаты исследований показывают, что в палеокарстовом интервале акустическая жёсткость превышает значение – 15 255 ед. Данные значения на карте акустического импеданса ОГ Шф<sub>2</sub> имеют устойчивую корреляцию с промысловыми данными, а также с картами параметра вариативности для того же отражающего горизонта.

### Упругая инверсия

Как уже отмечалось раньше, амплитуды сейсмических трасс при нормальном падении связаны с переменами акустического импеданса, потому сейсмические данные могут быть привязаны к скважинным с использованием синтетической трассы, рассчитанной из кривой акустического импеданса [54]. В 1999 г. Р. Connolly использовал понятие упругого импеданса как обобщение акустического импеданса для ненулевых углов падения [61]. Упругий импеданс является основой для привязки сейсмических данных, а также их инверсии на дальних удалениях. Упругий импеданс является функцией скорости продольной, поперечной волны, плотности, угла падения и может быть получен из линеаризации уравнения Цеппритца:

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right) + \left( \frac{\Delta V_p}{2\bar{V}_p} - 4 \frac{\Delta V_s^2 \Delta V_s}{V_p^2 V_s} - 2 \frac{\Delta V_s^2 \Delta \rho}{V_p^2 \bar{\rho}} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} \sin^2 \theta \tan^2 \theta, \quad (31)$$

$$\text{где } \Delta V = V(t_i) - V(t_{i-1}), \bar{V} = \frac{1}{2} (V(t_i) + V(t_{i-1}))$$

Введем функцию  $f(t)$ , которая обладает свойствами, аналогичными акустическому импедансу, но зависит от угла падения. Запишем через  $f(t)$  формулу для коэффициентов отражения для переменного угла падения:

$$R(\theta) = \frac{f(t_i) - f(t_{i-1})}{f(t_i) + f(t_{i-1})}, \quad (32)$$

Новая функция  $f(t)$  называется упругим импедансом –  $EI$ . Запишем аппроксимацию формулы коэффициентов отражения:

$$R(\theta) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta EI}{EI} \approx \frac{1}{2} \Delta \ln(EI), \quad (33)$$

Подставляем (27) в (25). После преобразований получим выражение для упругого импеданса:

$$EI = V_p^{(1+\tan^2\theta)} V_s^{(-8K\sin^2\theta)} \rho^{(1-4K\sin^2\theta)}, \quad (34)$$

Из уравнения (28) видно, что при  $\theta = 0^\circ$  упругий импеданс сводится к акустическому. Важно отметить, что упругий импеданс не является свойством породы, это формальная величина, зависящая от угла падения, скоростей и плотности. Но, несмотря на условность параметра  $EI$  по сравнению с  $I_p$ , сопоставление таких кривых в целевых интервалах при разных углах может подсказать следует ли ожидать AVO аномалий [61].

Зависимость размерности упругого импеданса от угла вносит определенные проблемы при практическом применении, поэтому Whitcombe предложил нормировать выражение для  $EI$  [23]:

$$EI(\theta) = V_{p0} \rho_0 \left(\frac{V_p}{V_{p0}}\right)^a \left(\frac{V_s}{V_{s0}}\right)^b \left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^c, \quad (35)$$

где  $a = 1 + \tan^2\theta$ ,  $b = -8K\sin^2\theta$ ,  $c = 1 - 4K\sin^2\theta$

Здесь  $V_{p0}$ ,  $V_{s0}$ ,  $\rho_0$  – это константы, которые получают усреднением соответствующих кривых ГИС в целевом интервале. Видно, что при любом угле  $EI$  сохраняет размерность акустического импеданса.

Рассмотрим особенности подготовки сейсмических данных для упругой инверсии. Если для акустической инверсии нужны трассы  $\theta = 0^\circ$ , то для упругой необходимы трассы  $\theta = \text{const} \neq 0$ , поэтому в последнем случае используются частичные угловые суммы с усредненным параметром  $\sin^2\theta$ , получаемые для заданного диапазона  $\mp \Delta\theta$ . Такие угловые суммы получают обычным суммированием по ОСТ, применяя внутренний и внешний мьютинги, отвечающие диапазону  $\theta \mp \Delta\theta$  [27]. После того как рассчитаны импедансы, их можно привязать к частичным угловым суммам и выполнить инверсию согласно любому алгоритму акустической инверсии.

## Расширенная упругая инверсия

Whitcombe et al. показали, что двухчленная аппроксимация для коэффициентов отражения, которая определяется прямой линией в координатах коэффициент отражения –  $\sin^2\theta$ , может быть продолжена влево и вправо до бесконечности [100]. Эта операция возможна, если заменить  $\sin^2\theta$  на  $\tan x$ , а затем умножить на  $\cos x$  [54]:

$$R(\theta) = A\cos x + B\sin x, \quad (36)$$

где  $A$  и  $B$  – первый и второй член уравнения (25). Теперь уравнение нормированного упругого импеданса (29) запишем в виде:

$$EEI(x) = V_{p0}p_0 \left(\frac{V_p}{V_{p0}}\right)^p \left(\frac{V_s}{V_{s0}}\right)^q \left(\frac{p}{p_0}\right)^r, \quad (37)$$

где  $p = \cos x + \sin x$ ,  $q = -8K\sin x$ ,  $r = \cos x - 4K\sin x$ .

Новый параметр называется расширенный упругий импеданс ( $EEI$ ). Рассчитывая кривые  $EEI$  для различных фиктивных углов  $x$ , можно получить псевдо-каротажные кривые разных физических параметров. При одном угле ( $x=0$ ) оценивается акустический импеданс, при другом – объемный модуль, при третьем и четвертом – константы Ламэ. Более того, кривые  $EEI$  можно связать с петрофизическими параметрами, такими как глинистость, пористость, водонасыщение [101].

Следующий алгоритм возможен для работы с сейсмическими данными по методике  $EEI$ :

- а) используя измеренные кривые  $V_p$ ,  $V_s$  и  $p$ , рассчитать  $EEI$  для различных углов  $x$  и определить оптимальный угол, который дает максимальную корреляцию  $EEI$  с целевой кривой;
- б) рассчитать AVO атрибуты intercept ( $A$ ) и gradient ( $B$ ), используя сейсмические данные до суммирования [90];
- в) используя оптимальный угол  $x$ , рассчитать куб эквивалент сейсмических данных по формуле:  $R = A + B \tan x$ ;

г) использовать любой из алгоритмов сейсмической инверсии для трансформации куба эквивалента сейсмических данных в куб целевых свойств.

Основные преимущества инверсии по методу расширенного упругого импеданса заключаются в следующем: во-первых, сейсмические данные напрямую преобразуются в петрофизические свойства; во-вторых, значительно сокращается объем сейсмических данных, требующих инверсии, так как вместо инверсии сейсмограмм (синхронная инверсия) выполняется инверсия данных после суммирования.

### Синхронная инверсия

Цель синхронной инверсии или инверсии сейсмограмм – восстановить модель скоростей продольных волн ( $V_p$ ), поперечных волн ( $V_s$ ) и плотности ( $p$ ) [54].

Данный метод инверсии является наиболее современным, т.к. позволяет извлечь из сейсмических данных максимум информации, необходимой для качественной и количественной интерпретации данных. С другой стороны, синхронная инверсия более требовательна к качеству и количеству входных данных. Один из алгоритмов был предложен в работе [24]. Метод инверсии базируется на трех допущениях:

– Соблюдается линейная аппроксимация для коэффициентов отражения:

$$R_p = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta p}{p} \right], R_s = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta p}{p} \right], p = \frac{\Delta p}{p}, \quad (38)$$

Коэффициенты отражения, как функция угла, могут быть представлены аппроксимацией Аки-Ричардса.

Существует линейная связь между логарифмами продольного импеданса ( $I_p$ ), поперечного импеданса ( $I_s$ ) и плотностью ( $p$ ):

$$\ln(I_s) = k \ln(I_p) + k_c + \Delta L_s, \quad (39)$$

$$\ln(p) = m \ln(I_p) + m_c + \Delta L_d, \quad (40)$$

Авторы, используя работу [95], обобщили подход, который был применен ими ранее для инверсии суммированных данных (1.2.4). Уравнение Аки-Ричардса в записи Фатти:

$$R_{pp}(\theta) = c_1 R_p + c_2 R_s + c_3 R_d, \quad (41)$$

$$\text{где } c_1 = 1 + tg^2\theta, c_2 = -8\gamma^2 tg^2\theta, c_3 = -0.5tg^2\theta + 2\gamma^2 \sin^2, \gamma = V_s/V_p$$

Для заданной трассы сейсмограммы  $T(\theta)$  обобщим уравнение (24):

$$T(\theta) = 0,5c_1 W(\theta)DL_p + 0,5c_2 W(\theta)DL_s + c_3 W(\theta)DL_d, \quad (42)$$

$$\text{где } L_s = \ln(I_s), L_d = \ln(p).$$

Теперь импульс зависит от угла падения. Используя допущение (3) и уравнение (36), получим:

$$T(\theta) = \tilde{c}_1 W(\theta)DL_p + \tilde{c}_2 W(\theta)D\Delta L_s + c_3 W(\theta)DL_d \quad (43)$$

$$\text{где } \tilde{c}_1 = 0,5c_1 + 0,5kc_2 + mc_3, \tilde{c}_2 = 0,5c_2$$

Окончательное уравнение для инверсии может быть записано в матричной форме:

$$\begin{bmatrix} T(\theta_1) \\ T(\theta_2) \\ \vdots \\ T(\theta_N) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{c}_1(\theta_1)W(\theta_1)D & \tilde{c}_2(\theta_1)W(\theta_{N1})D & \tilde{c}_3(\theta_1)W(\theta_1)D \\ \tilde{c}_1(\theta_2)W(\theta_2)D & \tilde{c}_2(\theta_2)W(\theta_2)D & \tilde{c}_3(\theta_2)W(\theta_2)D \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \tilde{c}_1(\theta_N)W(\theta_N)D & \tilde{c}_2(\theta_N)W(\theta_N)D & \tilde{c}_3(\theta_N)W(\theta_N)D \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_p \\ \Delta L_s \\ \Delta L_d \end{bmatrix}, \quad (44)$$

Как и в случае акустической инверсии уравнение решается итерационно методом сопряженных градиентов при использовании начального приближения  $[L_p, \Delta L_s, \Delta L_d]^T = [\ln(I_{p0}), 0, 0]$ , где  $I_{p0}$  – фоновая модель.

Buland and Omge предложили байесовский метод инверсии сейсмограмм, который также базируется на сверточной модели и линеаризованной аппроксимации уравнения Цеппритца. В работе авторы получили аналитическое решение обратной динамической задачи, которое основано на априорном распределении упругих свойств и функции правдоподобия, связывающей сейсмические данные и упругую модель. Результатом работы инверсии является гауссовское апостериорное распределение скоростей продольных и поперечных волн и плотности.

## Геостатистическая инверсия

Цель геостатистической инверсии заключается в создании множества реализаций акустического импеданса, обусловленных сейсмическими данными [54]. Любой из методов инверсии может быть реализован в стохастическом варианте для получения значений акустического, сдвигового и упругого импеданса. Общий алгоритм геостатистических инверсий рассмотрен в работе [62], где предлагается следующая методика: при расчете каждой глобальной реализации импедансов определяется случайный путь через все точки ОСТ сейсмической площади, в которых производится стохастическое моделирование. Для каждой точки ОСТ выполняется локальная оптимизация (минимизация целевой функции):

- а) генерируется множество реализаций локальных трасс акустического импеданса;
- б) производится их свертка с импульсом;
- в) результаты сравниваются с наблюдаемой сейсмической трассой;
- г) выбирается лучшая модель и заносится в глобальную реализацию.

Производится переход к следующей точке ОСТ. После того, как трассами заполняется все пространство, они рассматриваются как одна глобальная реализация. Как правило, производится 100-200 таких реализаций. Каждая реализация может быть представлена в виде куба импеданса и куба сейсмических трасс.

Для стохастической инверсии подбирается и используется ряд статистических параметров, которые не требуются для детерминистической инверсии. Эти параметры необходимы для обеспечения латеральной связанности и ограничения реализаций нужными рамками. Прежде всего, к ним нужно отнести вариограммы: горизонтальные и вертикальные. Поскольку сейсмические данные контролируют изменения импеданса только в пределах длины волны, высокочастотные вариации определить невозможно, и они меняются от одной реализации к другой. Эти высокочастотные вариации определяются моделью вертикальной вариограммы, которая подбирается с

использованием данных ГИС. Горизонтальная вариограмма контролирует вариации импеданса внутри пластов и определяется из сейсмических данных. Благодаря использованию такого подхода, все реализации акустического импеданса удовлетворяют скважинным данным в точках положения скважин.

Геостатистическая инверсия рассчитывает множество реализаций, которые необходимо каким-то образом интерпретировать, при этом надо учитывать, что это большие массивы данных. Во-первых, можно рассчитать среднее значение и стандартное отклонение всех реализаций. Причем среднее значение всех реализаций стохастической инверсии будет равно результату детерминистической инверсии. Затем можно подсчитать в каждой точке число реализаций, в которых значение импеданса выше (или ниже) некоторого порога. Далее полученное число преобразовать в вероятность. Это может дать полезную информацию в случаях, когда высокие или низкие значения импеданса связаны с присутствием или отсутствием коллектора.

## Глава 3. Метод ортогональной декомпозиции для выделения зон трещиноватости

### 3.1 Теоретическая основа предлагаемого метода

В настоящее время в мировой практике всё большее внимание уделяется коллекторам, поровое пространство которых представлено системами естественной трещиноватости. Малоамплитудные разломы и зоны природной трещиноватости имеют определённые характеристики в пространственном сейсмическом поле. Для того чтобы извлечь пользу геометрических свойств таких структур, на временном сейсмическом срезе или временном профиле, в данных исследованиях применён метод ортогональной декомпозиции сейсмических данных, разработанный И.И. Приезжевым и А. Сколлардом.

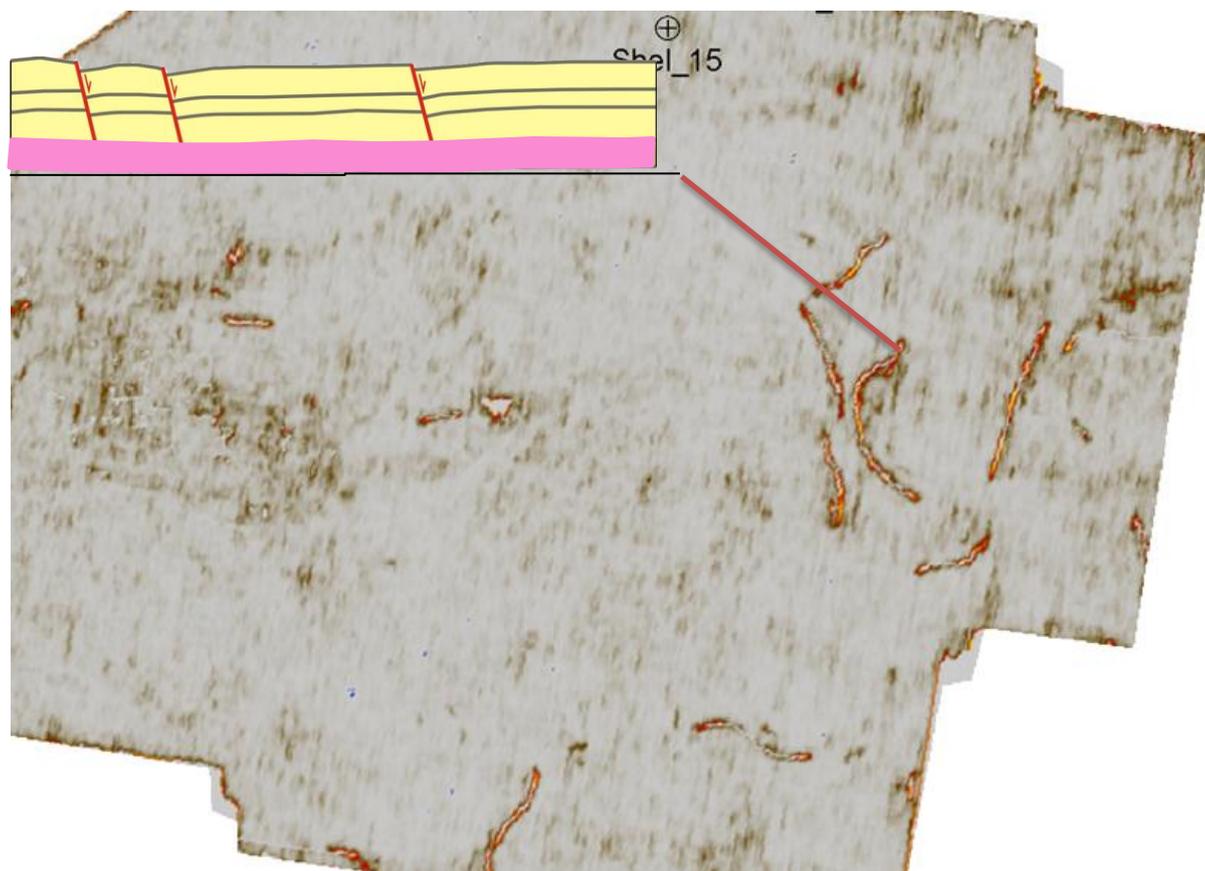


Рисунок 3.1 – Линеаменты, отображающие малоамплитудные тектонические нарушения в пермском интервале изучаемой площади

Основная цель метода ортогональной декомпозиции – выделение зон природной трещиноватости. Такие зоны или мелкие нарушения обычно распознаваемы на сейсмических данных, как малоамплитудные

полукогерентные аномалии на временных разрезах, либо как линеаменты на временных сейсмических срезах. При наличии мелких разломов и зон трещиноватости, образованных геомеханическими процессами обрушения карстовых полостей, в сейсмическом поле существует вариация скоростей в пространственных направлениях, как результат, амплитуда сейсмического куба варьируется вдоль разных направлений, что позволяет распознавать трещины или мелкие разломы на сейсмике в виде линеаментов на временном сейсмическом срезе или профиле. На рисунке 3.1 показаны линеаменты на временном срезе параметра вариативности в пермском интервале, которые обусловлены наличием малоамплитудных нарушений типа «сброс».

Глава посвящена решению задачи выявления трещинных зон с благоприятными коллекторскими свойствами в пределах карбонатного коллектора, учитывая информацию, полученную при выполнении первых двух этапов предлагаемого алгоритма с помощью включения третьего этапа – ортогональной декомпозиции сейсмических данных.

Технология ортогональной декомпозиции основана на анализе главных компонент. Для её выполнения производится расчёт множества собственных значений и собственных векторов 3D функции автокорреляции исходного объёма сейсмических данных. Каждая ортогональная компонента является отдельным сейсмическим кубом. Сумма всех рассчитанных компонент близка к исходному кубу. Таким образом, термин «ортогональность» означает, что коэффициент корреляции между любыми двумя компонентами равен нулю.

Так как наличие сейсмического шума и эффект следов расстановки приборов не имеют корреляции с важными сведениями о строении пласта, такими как трещины, мелкие разломы, расположение отражающих горизонтов или других скрытых структур, они выведены в отдельные ортогональные компоненты.

Теоретическая основа использованного метода изучения трещиноватости путём анализа скрытых структур в сейсмических данных через применение процесса ортогональной декомпозиции заключается собственно в самой

ортогональной декомпозиции, известной также, как декомпозиция Карунена-Лоэва, а также в анализе главных компонент (рис. 3.2).

Теорема Карунена-Лоэва – это представление случайного процесса в виде бесконечной линейной комбинации ортогональных функций, аналогичное представлению рядов Фурье – последовательному представлению функций на ограниченном интервале. В отличие от рядов Фурье, где коэффициенты являются действительными числами, и базис представления состоит из синусоидальных функций (то есть из функций синус и косинус с разными частотами), коэффициенты в теореме Карунена-Лоэва – случайные переменные, и базис представления зависит от процесса.

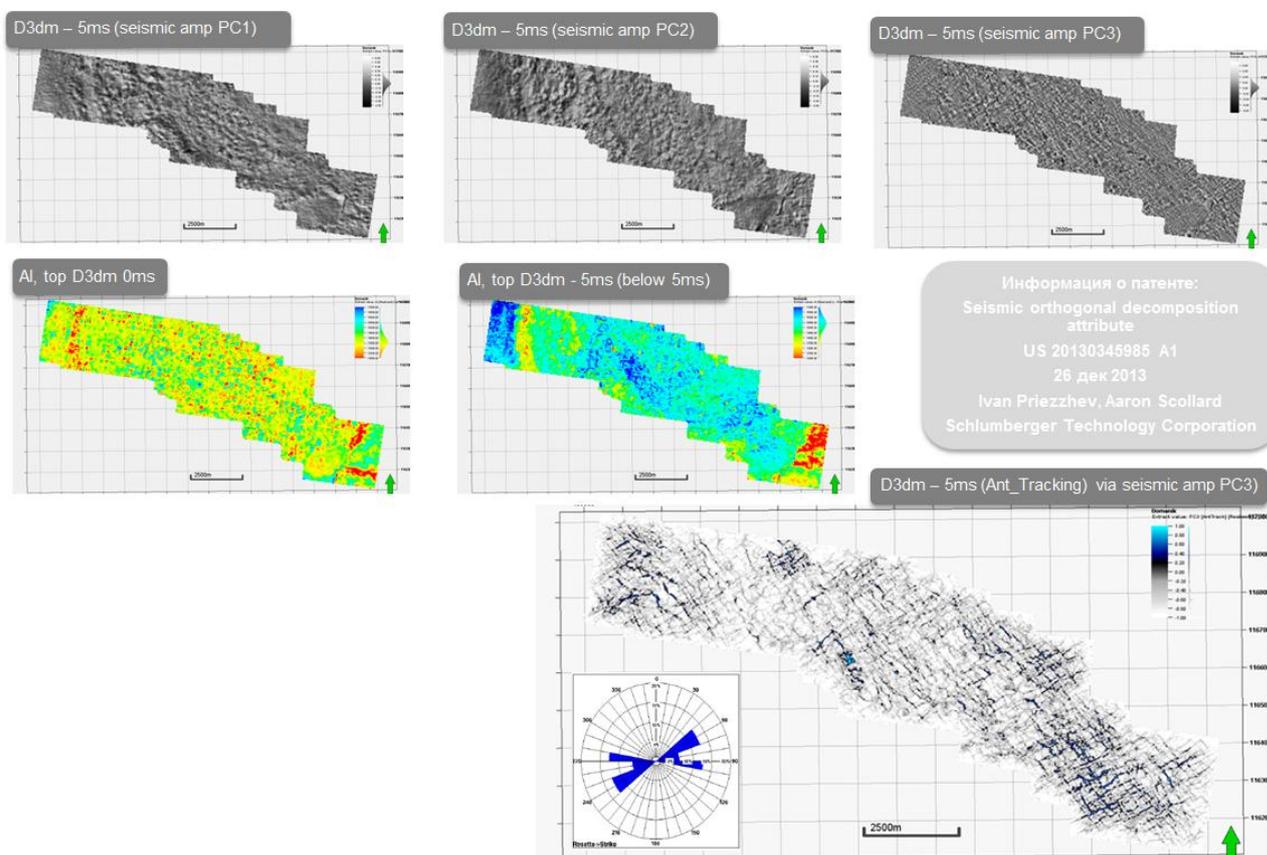


Рисунок 3.2 Разложение сейсмических данных на главные компоненты

Метод анализа главных компонент был разработан в 1933 году Хотеллингом. В общих чертах данная теория была изложена Миллиганом в 1978 году и заключается в том, что набор сейсмических трасс преобразовывался в векторный вид ( $x_{ik}$ ), где  $k = 1, \dots, N$  это индекс каждой

трассы и  $i = 1, \dots, M$  – это индекс каждого элемента. Средний индекс трасс и ковариационная матрица рассчитывается по формуле:

$$x_i = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N x_{ik} \quad (45)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{N-1} \sum_{k=1}^N (x_{ik} - x_i)(x_{jk} - x_j) \quad (11)$$

Автором теории было сделано предположение о том, что средний индекс и ковариационная матрица содержат в себе всю статистическую информацию о данных. Ковариационная матрица инвертировалась для того, чтобы создавать набор собственных векторов и собственных значений. Процесс инверсии создает  $M$ -собственные векторы, которые как набор векторов имеют свойство быть ортогональными. Вклад каждого вектора в общую вариативность данных пропорционален соответствующему собственному значению. Процесс инверсии создает собственные векторы в направлении уменьшающихся собственных значений.  $M$ -собственные векторы, которые содержат  $N$ -элементы, могут быть коррелированы с каждой трассой для того, чтобы получить коэффициент, выражающий вклад собственного вектора в трассу. Каждая трасса, таким образом, может быть посчитана как линейная комбинация  $M$ -собственных векторов, или главных компонент по формуле:

$$x_{ij} \approx x_{fij} = \sum_{m=1}^{Mf} \alpha_{mk} Z_{mi} \quad (46)$$

где  $x_{ij} \approx x_{fij}$  это актуальный расчет  $m$ -ого образца  $k$ -ой трассы,  $Z_{mi}$  это  $i$ -ый образец  $m$ -ого собственного вектора,  $\alpha_{mk}$  – коэффициент корреляции собственного вектора  $Z_{mi}$  и трассы  $x_k$ .

Процент общей вариативности данных, которые рассчитаны для первой  $Mf$  главной компоненты, считается по формуле:

$$\sigma(Mf) = \frac{\sum_{m=1}^{Mf} \lambda_m}{\sum_{m=1}^M S_{mm}} \quad (47)$$

где  $\lambda_m = m$ -е собственное значение, и  $S_{mm}$  это диагональная компонента ковариационной матрицы.

### 3.2 Применение метода для данных, полученных в пределах района исследований

В данных исследованиях расчет главных компонент свелся к расчету собственных векторов и собственных значений 3D функции автокорреляции оригинального сейсмического куба после суммирования. В соответствии с приведенным выше алгоритмом полученные ортогональные сейсмические кубы ранжированы по их вкладу в общую волновую сумму исходного куба. Другими словами, применен метод мультиатрибутного анализа данных после суммирования, но все атрибуты представляют тот же исходный куб, но с заданным заранее смещением. Для того чтобы получить эти атрибуты, все значения оригинального сейсмического куба считывались в скользящем 3D окне. Максимальная задержка должна быть равна или больше чем структуры, которые необходимо обнаружить. В основе анализа главных компонент лежит уравнение:

$$S_{mm} = \Phi^T S \Phi \quad (48)$$

где  $S$  – это ковариационная матрица для многомерного вектора  $X$ . В нашем случае  $S$  – это 3D функция автокорреляции куба согласно заранее определенной максимальной задержки.  $\Phi$  – это матрица собственных векторов, которые ортогональны друг к другу, и  $S_{mm}$  – это диагональная матрица собственных значений.

Основное достоинство анализа главных компонент состоит в том, что собственные векторы, которые соответствуют главным компонентам, не коррелируемы, что и является прямым признаком их ортогональности.

Собственный вектор, соответствующий максимальному собственному значению ковариационной матрицы, определяет первую главную компоненту, которая рассматривается как фоновый фактор. Уравнение расчета представлено ниже:

$$O_{ijk}^r = \frac{\lambda^r (S_{max} - S_{min})}{NML\sqrt{\lambda^r}} \sum_{n=-N/2}^{N/2} \sum_{m=-M/2}^{M/2} \sum_{k=-L/2}^{L/2} \frac{(S_{i+n,j+m,k+l} - S_{avr})}{(S_{max} - S_{min})} \phi_{n,m,l}^r \quad (49)$$

где  $O_{ijk}^r$  это – ортогональная компонента для  $i, j$  трасс и  $k$  образца куба,  $S_{i+n, j+m, k+l}$  – это значения сейсмического образца для  $i, j$  трасс и  $k$  образца куба, где  $n, m, l$  задержки в  $i, j$  и  $k$  направлениях.  $N, M, L$  – это максимальные задержки,  $S_{avr}, S_{max}$ , и  $S_{min}$  это средние, максимальные и минимальные значения амплитуды куба соответственно,  $\lambda^r$  и  $\phi_{n,m,l}^r$  это – собственное значение и  $r$  – собственный вектор соответственно.

На рисунке показана поверхность ОГ Шф<sub>2</sub> в пределах изучаемого участка. Разложение на главные компоненты исходного сейсмического объема проводилось для данной поверхности окном 5 мсм. Для поверхности третьей компоненты для более наглядного отображения наличия зон внутрислоистой напряженности была выполнена процедура ант-трекинга (Ant-tracking).

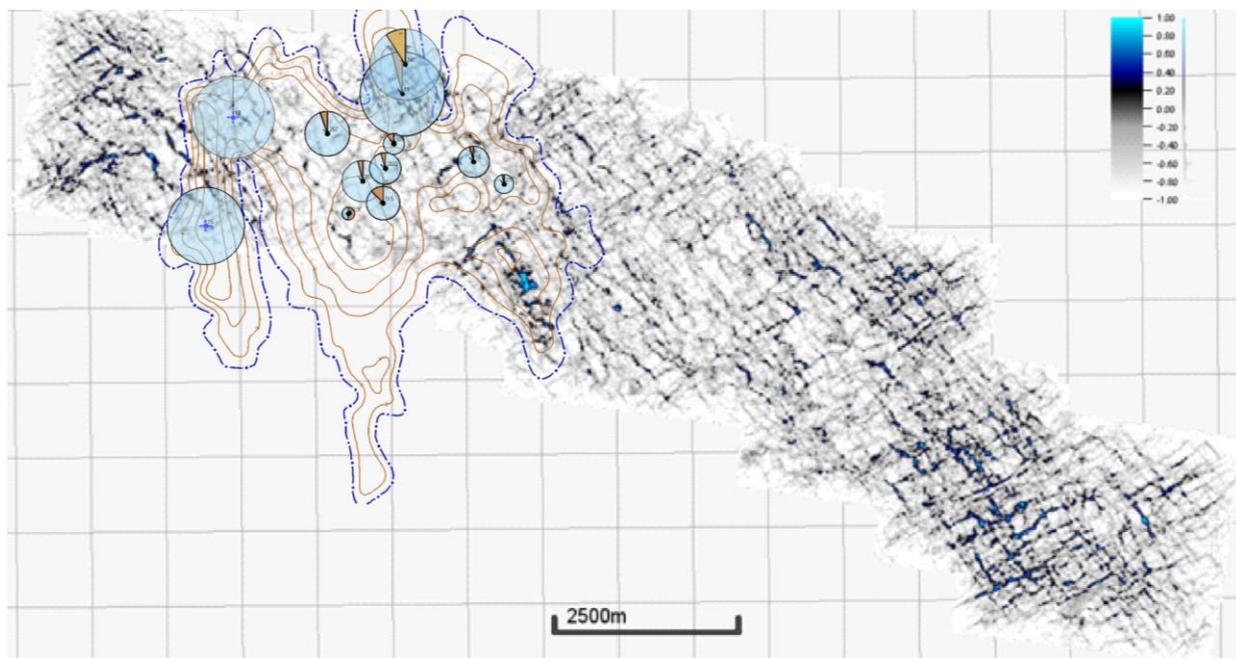


Рисунок 3.3 – Зависимость начальных дебитов скважин от зон расположения аномалий на поверхности ОГ Шф<sub>2</sub> площади (после ортогональной декомпозиции и ант-трекинга)

В нашем случае процесс калибровки полученных результатов со скважинными данными был невозможен, так как регистрация имиджей микроблокового каротажа (FMI) в скважинах данной площади по ряду объективных причин не проводилась. Калибровка результатов выполнена путем сопоставления полученной поверхности с промышленными данными

(текущая и начальная карты разработки). Скважины с повышенной продуктивностью (приемистостью), что в сложных карбонатных коллекторах, характерно для высокопроницаемых зон с развитой системой трещин, располагаются в зонах с повышенной концентрацией аномалий. Зоны с меньшей концентрацией аномалий могут быть охарактеризованы как низкопроницаемые, что также может быть подтверждено дебитами скважин (Рисунок 3.3).

После выявления систем трещин и бурения скважин в пределах их развития немаловажным останется вопрос о возможности получения значительных объемов нефти из таких зон, либо данные трещины окажутся залеченными эпигенетическими минералами. Исходя из этого, процесс прогнозирования наличия систем трещин необходимо комбинировать со знаниями о геологическом строении коллектора, полученными в ходе анализа гидродинамической связанности коллекторов в зонах развития палеокарстовых структур.

## Глава 4. Комплексный анализ результатов исследований

### 4.1 Физико-литологическая характеристика коллекторов по керну

Физико-литологическая характеристика коллекторов карбонатных отложений доманикового и сирачойского горизонтов верхнего девона приводится по результатам петрофизических исследований кернавого материала скважин [19, 20].

На исследуемой площади керн отобран в скважинах 13, 15, 16, 19, 20. Общая проходка с отбором керна составила 142,0 м, вынесено 107,2 м (75,5%), исследовано 155 образцов.

Освещенность кернавым материалом продуктивных коллекторов по залежам различна. Наиболее полно кернавом охарактеризованы продуктивные отложения доманикового горизонта, из которых отобрано 27,8 м (освещенность составила 50,3%, исследовано 43 образца). Из продуктивных отложений сирачойского горизонта отобрано всего 4,3 м (освещенность кернавым материалом составила 42,2%, исследовано 8 образцов).

Отложения  $D_{3dm}$  сложены органогенными известняками, массивными, пористо-кавернозными. В известняках, кроме водорослевых разностей, присутствуют оолитовые и обломочные. Коллекторами являются известняки со сложным типом коллектора: поровым, порово-каверновым.

Отложения  $D_{3src}$  сложены доломитами глинистыми с включениями слюды, пирита и ангидрита, известняками кавернозными, неравномерно глинистыми, мергелями, аргиллитами и алевролитами с включениями слюды, пирита и ангидрита. Коллекторами являются известняки порового и порово-кавернового типа.

Отложения  $D_{3dm}$  характеризуются значительным диапазоном изменения фильтрационно-ёмкостных свойств. Открытая пористость колеблется в пределах: 0,52-26,55% в пластовых условиях, газопроницаемость – от 0 до  $317,95 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Остаточная нефтенасыщенность изменяется от 0 до 38,74%, остаточная водонасыщенность – от 4,40 до 72,00.

Фильтрационно-ёмкостные свойства отложений  $D_{3sgc}$  характеризуются следующим диапазоном: открытая пористость – от 0,92 до 8,42% в пластовых условиях, газопроницаемость – от 0,01 до  $4,07 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

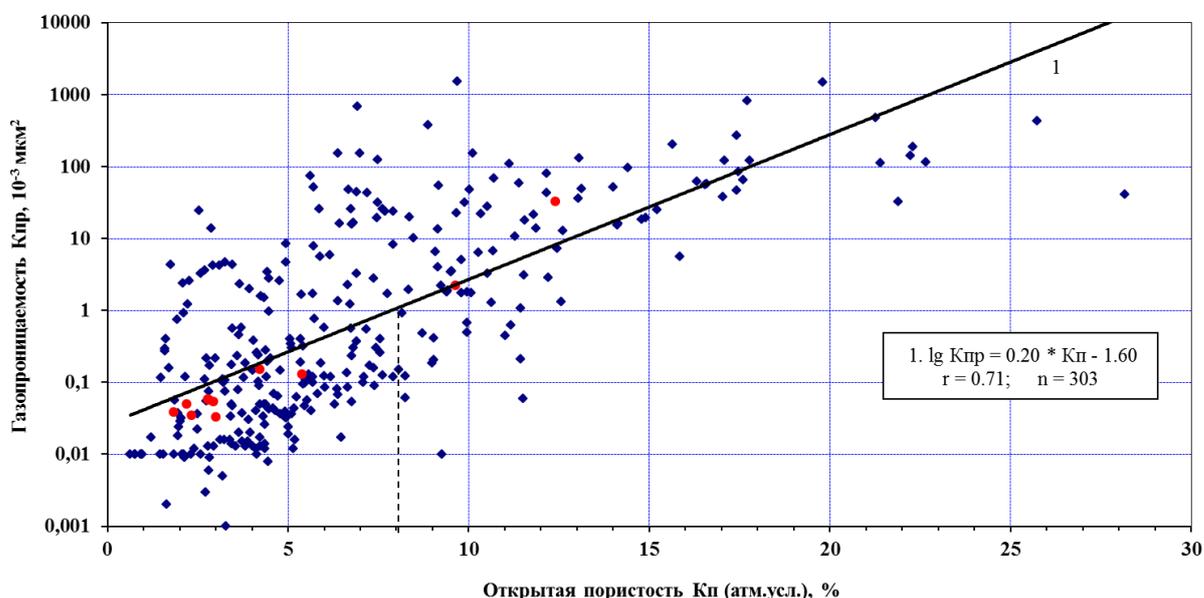


Рисунок 4.1 Сопоставление газопроницаемости и открытой пористости для отложений  $D_{3dm}$  в атмосферных условиях

На графике сопоставления открытой пористости и газопроницаемости присутствуют образцы от непроницаемых до высокопроницаемых (рисунок 4.3). По зависимости газопроницаемости от динамической пористости при  $K_{п.д} = 0$  газопроницаемость равна  $0,96 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> (рисунок 4.5).

Принимая за граничное значение  $K_{пр} гр = 1 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> на графике сопоставления открытой пористости и газопроницаемости для отложений  $D_{3dm}$ , граничное значение открытой пористости составило 7,9% в атмосферных условиях, или 7,3% в пластовых условиях (рисунок 4.1). Точке пересечения интегральных кривых соответствует открытая пористость 7,8%, или 7,2% в пластовых условиях. Граничное значение пористости в пластовых условиях принимается 7%.

Для отложений  $D_{3sgc}$  граничное значение пористости принято по аналогии с отложениями  $D_{3dm}$ . Минералогическая плотность образцов изменяется от 2,45 до 2,95 г/см<sup>3</sup>. Большая часть образцов представлена известняками со средней минералогической плотностью 2,55 г/см<sup>3</sup>.

При расчетах эффективной пористости каждого образца использовались значения остаточной водонасыщенности, полученные центрифугированием при 6000 об/мин и методом капилляриметрии. Для коллекторов  $D_3dm$  зависимость, полученная на 29 образцах, выражается уравнением связи:

$$Kn_{эф} = 0,99 \times Kn - 2,28, \quad r = 0,99 \quad (50)$$

Коэффициент начальной нефтенасыщенности пород-коллекторов в зоне предельного нефтенасыщения можно определить по зависимости эффективной и открытой пористости пород.

На основании определения пористости, относительного электрического сопротивления и интервального времени пробега продольных волн в условиях моделирующих пластовые, по прямым определениям в отложениях  $D_3dm$  получены уравнения связи:

$$Kn_{пл} = 0,95 \times Kn_{ат} - 0,17, \quad r = 0,99 \quad (51)$$

$$P_{н пл} = 2,58 / Kn_{пл}^{1,46}, \quad r = 0,93 \quad (52)$$

Зависимость  $P_n = f(K_{ов})$  получена на образцах, охватывающих все разновидности пород, от хорошо проницаемых коллекторов до слабопроницаемых. Образцы насыщались пластовой водой, где создавалось минимальное водонасыщение методом центрифугирования и капилляриметрии, определялись соответствующие ему значения УЭС и параметра насыщения  $P_n$ .

Полученная зависимость  $P_n = f(K_{ов})$  характеризуется достаточно высоким коэффициентом корреляции и рекомендуется для практического использования:

$$P_n = 1,0 / K_{ов}^{1,50}, \quad r = 0,97 \quad (53)$$

На основании исследования керна сопоставлены значения интервального времени пробега продольной волны и открытой пористости в условиях моделирующих пластовые (рисунок 4.10). Зависимость  $DT = f(Kn)$ , полученная по прямым определениям в пластовых условиях, имеет вид:

$$DT_{пл} = 3,99 \times Kn_{пл} + 154,5, \quad r = 0,90 \quad (54)$$

Изученные образцы керна доманиково-сирачойского интервала в пределах изучаемой площади содержат характерные признаки процессов карстификации, такие как каверновые заполнения, брекчии обрушения и мозаичные брекчии в доломитово-глинисто-аргиллитистых отложениях. В исследуемом интервале можно выделить несколько циклов брекчирования и заполнения каверн обломочными отложениями. Основываясь на структуре пород, все характерные для обрушенных палеокарстовых структур фации, за исключением мелких хаотичных брекчий, выделены в палеокарстовом интервале скважины №1. Образцы керна, представленные на рисунке 4.2, демонстрируют фрагмент недеформированной породы, которая залегает над карстовыми полостями и не подвергается деформации при их обрушении. Данный образец керна показывает уверенную выдержанность пластования серых доломитистых аргиллитов. Средняя часть освещённого керном интервала выделяется как фация заполнения палеокаверн и включает фации крупнообломочных хаотичных брекчий и фации отложений, заполняющих каверны.



Рисунок 4.2 Фотография керна скв. №1

Хаотичные брекчии демонстрируют значительные смещения, вращения и деформации вмещающей породы. Однако изначальные формы, отображающие

условия осадконакопления, такие как пластинчатое напластование, следы биотурбации, норы от организмов и скелетный материал, могут быть обнаружены в обломках брекчий. В фации отложений, заполняющих каверну, основными отложениями являются терригенные отложения, но нередко такие пустоты могут быть выполнены эпигенетическими минералами. Несколько тонких слоёв мозаичных брекчий, относящихся к сильно деформированной породе, продукту обрушения карстовых стенок, также представлены в исследуемом интервале. В нижней части отмечено наличие трещинных брекчий. Интенсивно растворение каверн может быть подтверждено наличием крупных обломков голубого ангидрита в фации крупнообломочных хаотичных брекчий.

Поровое пространство, относящееся к палеокарстовым интервалам, включает в себя каверновые поры, поры между обломками, трещины и брекчии. Однако, за исключением нескольких трещин, в которых отмечены следы нефти, большинство порового пространства, трещин обрушения и пор растворения заполнено ангидритом. Основываясь на региональных исследованиях, можно предположить, что формирование открытых трещин относится к более молодому, возможно раннекаменноугольному времени, в котором происходили компрессионные движения в западном направлении, связанные с уральским орогенезом, что способствовало формированию трещин в интервалах с существующими и заполненными ангидритом трещинами.

Вторичная цементация порового пространства эпигенетическими минералами может быть в большей степени причиной образования карстовых зон с отсутствием коллекторских свойств. В сравнении со скважиной №1 брекчии, заполненные ангидритом, примерно в два раза толще, чем в следующей скважине, но, тем не менее, имеют схожее происхождение и особенности как в скважине №1. Разница в толщине говорит о разнообразном характере латерального распространения палеокарстовых структур.

## 4.2 Акустические свойства разреза

При изучении свойств разреза на разбурённых участках установлено, что основными факторами, определяющими скоростные характеристики пород, являются в большей степени литология, которая оказывает существенное влияние на пористость. На акустические параметры коллекторов также оказывает влияние тип порового пространства.

На рисунке 4.3 показано распределение значений интервальных времён акустического каротажа в рассматриваемом интервале разреза для разных литотипов. Видно, что модальные значения  $DT$  возрастают от доломитов (150 мкс/м) к известнякам (186 мкс/м), песчано-алевритовым разностям и глинам (262 мкс/м). Значения интервальных времён песчано-алевритовых разностей варьируют от 190 до 260 мкс/м при отсутствии чётко выраженного модального значения. Среднее значение в неразмытых разностях составляет 219 мкс/м. Такой широкий диапазон изменения скоростей песчано-алевритовых пород можно объяснить вариациями глинистости и плотности. Наибольшими значениями интервальных времён характеризуются глинистые, рыхлые сильно размытые разности. Максимумы распределения соответствуют карбонатным породам и глинистым разностям.

Модальное значение  $DT$  для плотных карбонатов составляет 183 мкс/м, а для карбонатных коллекторов увеличивается до 197 мкс/м. При этом, если учесть литологический фактор, то разница в модальных значениях плотных пород и коллекторов возрастает: модальное значение  $DT$  для плотных доломитов составляет 179 мкс/м, для доломитов-коллекторов – 193 мкс/м; модальное значение  $DT$  для плотных известняков равно 184 мкс/м, для известняков-коллекторов – 204 мкс/м. Таким образом, изменение пористости карбонатов оказывает существенно большее влияние на их акустические свойства, чем их литология.

Сирачойский горизонт представлен переслаиванием глин, песчано-алевритовых разностей, доломитов, известняков и ангидритов. Значения  $DT$  варьируют в довольно широких пределах при среднем значении 236 мкс/м.

Фактором, определяющим скоростные характеристики интервала, выступает литология. Подавляющее большинство значений интервальных времён для карбонатов изменяется от 170 до 230 мкс/м, для глинистых разностей – от 210 до 300 мкс/м. Значения  $DT$ , превышающие 270 мкс/м, соответствуют сильно размытым глинистым разностям (Рисунок 4.3).

Среднее значение  $DT$  для коллекторов сирачойского горизонта составляет 204 мкс/м. Максимальные значения интервальных времён соответствуют высокопористым коллекторам. Пониженные значения  $DT$  связаны с низкопористым коллектором. Поскольку сирачойские коллекторы представлены, в основном, поровыми известняками, то влияние литологии и типа порового пространства на акустические характеристики коллекторов практически исключается. Следовательно, основной фактор, определяющий значения интервальных времён сирачойских коллекторов, – это их пористость. Эффективные толщины коллекторов сирачойского горизонта в рассматриваемых скважинах не превышают 3.2 м, что пренебрежимо мало по сравнению с общими толщинами пласта. Поэтому акустические параметры коллекторов не вносят существенного вклада в общую акустическую характеристику сирачойского горизонта.

Таким образом, как было отмечено выше, основным фактором, определяющим скоростные свойства интервала сирачойских отложений, является литология.

Отложения доманикового горизонта верхнего девона представлены известняками и доломитами с редкими включениями глинистых разностей. Распределение значений  $DT$  по скважинам нормальное одномодальное. Это объясняется тем, что доманиковый горизонт сложен исключительно карбонатными породами, в отличие от терригенно-карбонатного сирачойского горизонта. Модальное значение интервального времени для отложений доманикового горизонта составляет 172 мкс/м.

Модальные значения интервальных времён для плотных доломитов доманикового горизонта и известняков составляют 168 и 176 мкс/м

соответственно. Модальное значение  $DT$  доломитов-коллекторов равно 191 мкс/м, а в известняках-коллекторах возрастает до 202 мкс/м.

Подавляющее большинство значений интервальных времён АК в коллекторах доманикового горизонта лежит в пределах 180-200 мкс/м. Модальное значение составляет 192 мкс/м. Значения  $DT$ , превышающие 200 мкс/м, соответствуют высокочастотным коллекторам с пористостью более 15%.

Для поровых коллекторов связь между  $DT$  и  $Kn$  хорошо описывается линейным законом. Линейность зависимости искажается для каверново-поровых коллекторов. Литологический фактор в данном случае имеет гораздо меньшее значение. Таким образом, основными факторами, определяющими скоростные свойства коллекторов доманикового горизонта, являются пористость и тип порового пространства.

В результате анализа акустических свойств отложений доманикового горизонта установлено, что скоростные характеристики рассматриваемого интервала определяются литологией карбонатов и их пористостью, а на скоростные параметры коллекторов влияют, главным образом, значения пористости и тип порового пространства.

Чёткая петрофизическая разница между палеокарстовой зоной и чистым интервалом, отмеченная по данным ГИС, позволяет нам использовать сейсмическую инверсию для того, чтобы отследить латеральное и вертикальное распространение таких зон в пределах изучаемой площади. В рамках этих исследований была выполнена инверсия сейсмических данных, основанная на модели, для месторождения со скважинами, которые находятся в эксплуатации, с целью преобразования информации о коллекторе, содержащейся в традиционных сейсмических данных в количественные параметры коллектора.

Инверсия сейсмических данных, основанная на модели, была выполнена за счёт последовательного уменьшения степени несоответствия между синтетической моделью и реальным сейсмическим сигналом (метод подробно описан во второй главе). Синтетическая геофизическая модель строится с

использованием знаний стратиграфии коллектора, а также некоторой синтетической информации. Рисунок 4.3 показывает синтетическую сейсмограмму скважины №2, которая демонстрирует хорошую калибровку с реальным сейсмическим откликом.

Карстовые зоны с пониженными ФЕС, расположенные вблизи кровли сирачойского горизонта, распространены достаточно обширно и имеют различные толщины. Распространение карстовых зон с пониженными ФЕС зависит от палеотопографических условий района. Наиболее мощные карстовые зоны встречаются на более возвышенных участках, на которых выведенные на дневную поверхность карбонатные породы претерпевают относительно длительные процессы карстификации, чем в более низких участках. По мере снижения высоты рельефа процессы карстификации ослабевают.

В пределах месторождения, где доступен керновый материал и данные ГИС, сейсмическая инверсия может быть полезной в определении мелкомасштабных структур, по генезису относящихся к палеокарстовым системам. Анализ сейсмических параметров в большей степени подходящий для выделения более крупных систем обрушенных палеокарстовых структур, вдоль границы раздела мелководного шельфа и глубоководной впадины в пределах зон, не изученных керном и промысловой геофизикой. На вертикальном сейсмическом профиле структуры проседания, связанные с обрушением карста, характеризуются за счёт отчётливых смещения осей синфазности либо мелких тектонических нарушений. Зоны обрушения распространены от кровли доманиковых отложений и затухают в низах евлано-ливенской свиты, охватывая весь сирачойский интервал, средняя высота таких структур около 150 метров. Для того, чтобы выделить латеральное распространение таких мелкомасштабных систем палеокарстовых структур, были рассчитаны карты параметра Variance для кровли доманикового и сирачойского интервалов. Аномалии, имеющие значения параметра более чем 0,6 ед., интерпретированы как зоны обрушенных палеокарстовых структур.

Такие зоны демонстрируют двухрядное прямолинейное распространение параллельно границе раздела между мелководным шельфом и глубоководной впадиной. Крупные обрушенные палеокарстовые системы, выделенные на изучаемой площади, распространяются с северо-запада на юго-восток через всю площадь, покрытую площадными сейсмическими исследованиями (рис. 4.3).

Развитие обрушенных палеокарстовых систем может быть обусловлено многими геологическими процессами, такими как выход карбонатных пород в субэральные гумидные условия, обрушение крупных каверновых полостей, гидротермическое брекчирование и растворение тектоническими процессами или комбинацией перечисленных процессов. Построение корректной геологической модели, отображающей явление карстификации, требует определения основных доминирующих процессов, предопределивших формирования каждой конкретной палеокарстовой системы.

Исходя из результатов анализа региональной геологии известно, что в пределах Ижемской ступени верхнедевонское время являлось периодом отсутствия тектонической активности, отложения доманикового и сирачойского горизонтов накапливались в мелководных обстановках, с периодическими изменениями уровня моря. Отсутствие крупных тектонических нарушений в верхнедевонском интервале на временных профилях также свидетельствует о тектонической стабильности в ходе франско-фаменского времени.

Модель развития процессов карстификации для карбонатных платформ, расположенных в окружающей океанической среде, демонстрирует крайне сложные гидрогеологические условия, включающие в себя вадозную, фреатическую или смешанную зоны. Основываясь на гидрогеологических характеристиках, типичных для карбонатных платформ, гидрогеологическая модель была использована для того, чтобы объяснить процесс карстификации и формирование соответствующих ему характерных признаков. Используя

типичные условия осадконакопления современных карбонатных отложений, была протестирована достоверность данной модели.

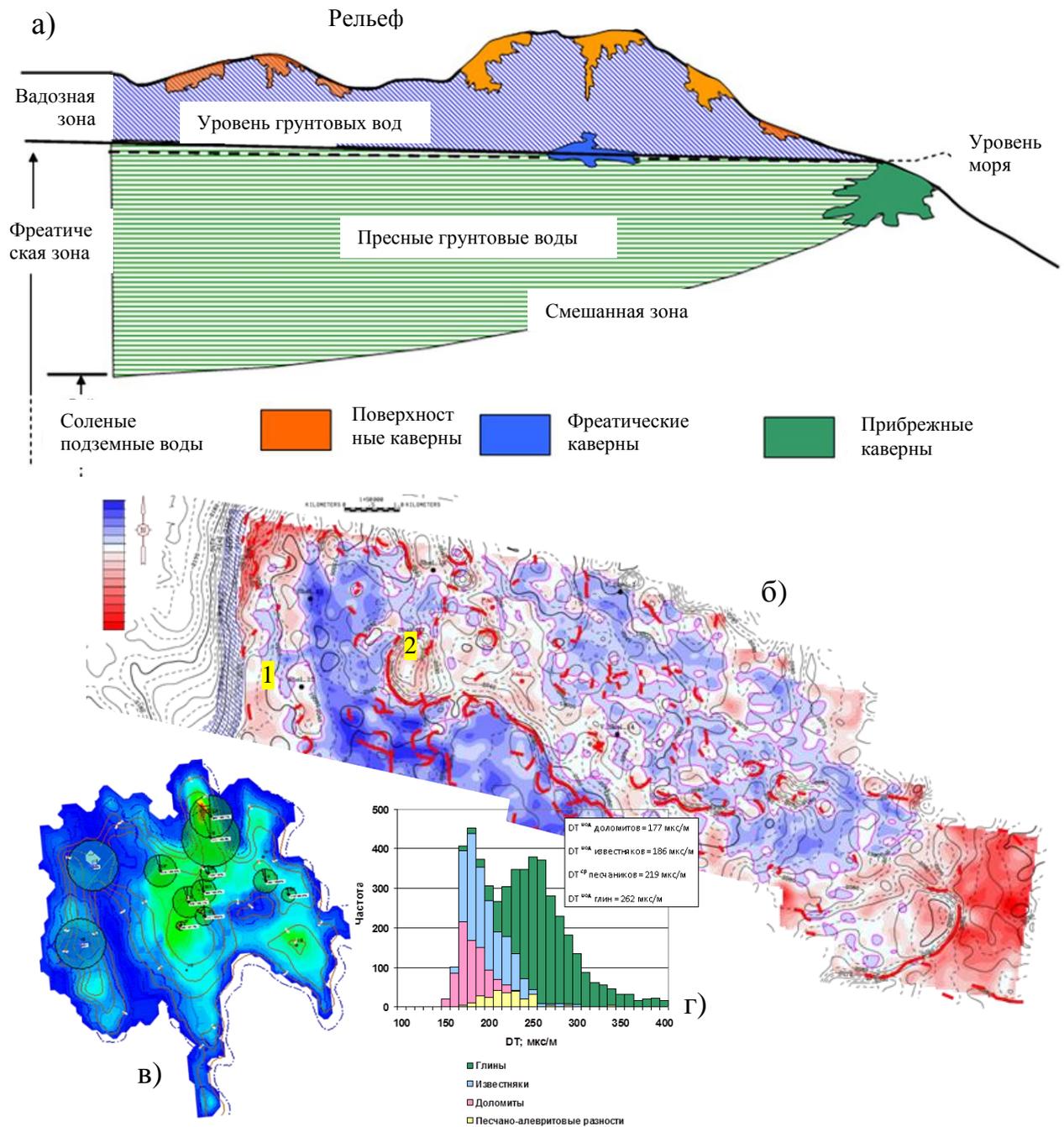


Рисунок 4.3 Характеристика района исследований (а – концептуальная модель главных форм рельефа, вызванных растворением карбонатных пород в пределах платформы; б – карта акустического импеданса для кровли ОГ III<sub>2</sub> в – структура запасов месторождения; г – распределение значений интервальных времен АК в толще евлано-ливенского, сирачойского и доманикового горизонтов)

Результаты сейсмической интерпретации позволили предложить гидрогеологическую модель карбонатной платформы как движущий механизм развития процессов карстификации в пределах изучаемой территории. Модель в целом схожа с гидрогеологической моделью карбонатной платформы. В пределах месторождения слабокислотные атмосферные воды проникают в вадозную зону через ранее существовавшую систему трещин, тем самым формируя каверны. Такие каверны могут демонстрировать различную глубину в зависимости от вертикального распространения трещин. Соответственно, обрушенные палеокарстовые полости, сформированные в ходе погружения территории, также демонстрируют различные толщины, как это показано на фрагменте акустического импеданса.

Почему палеокарстовые полости в пределах исследуемого района демонстрируют более интенсивное распространение латерально в пределах месторождения, чем многие современные карстовые полости. Дальнейшее разрушение и механическое уплотнение может быть причиной этой разницы. Основываясь на модели системы скоплений обрушенных палеокарстовых структур, многократные локальные процессы карстификации могут быть связаны и объединены при дальнейшем погружении территории в единую палеокарстовую систему протяжённостью от сотен до тысяч метров. Такие системы обнаружены в пределах исследуемого района.

Согласно гидрогеологической модели карбонатной платформы, в её пределах часто происходит формирование крупных пустот растворения, которые называются кавернами платформенных окраин. Такие системы каверн склонны формироваться в зонах так называемой разгрузки линз пресной воды, в которых смешивание пресной и солёной воды значительно увеличивает способность растворять карбонатную породу. В сравнении с подземными водами вадозной зоны, которая существовала в частично выведенных на дневную поверхность условиях, более химически активные подземные воды смешанных зон могли создавать более крупные каверны растворения, и обрушенные структуры которые подвергались последующему механическому

уплотнению. После карстификации и процессов обрушения поздний диагенез, включающий гипсовую и ангидритовую цементацию, мог значительно модифицировать начальную структуру порового пространства. На рисунке 4.3 показана концептуальная модель процесса карстификации в пределах изучаемой площади.

Развитие палеокарстовых систем может быть важным фактором, контролирующим однородность карбонатного коллектора. Их наличие может как улучшить, так и оказать негативное влияние на фильтрационно-ёмкостные свойства коллектора. Интенсивная пост-карстовая цементация порового пространства эпигенетическими минералами (ангидрит) значительным образом влияет на первичную и вторичную (связанную с образованием палеокарстовых структур) пористость, а также существенно снижает гидродинамическую связанность коллектора, что негативно отразится на его промышленной разработке.

Выполненные компанией-недропользователем исследуемого участка гидродинамические исследования по закачке трассеров и анализ пластового давления также подтверждают заключение о том, что заполненное ангидритом пустотное пространство в пределах палеокарстовых структур является доминирующим фактором расчленённости карбонатного коллектора и различной продуктивности скважин в пределах изучаемого месторождения. При сравнении данных промышленной разработки и результатов инверсии сейсмических данных очевидно, что своего рода гидродинамические экраны совпадают с зонами повышенного акустического импеданса в пределах месторождения. Рисунок 4.3 показывает карту акустического импеданса кровли доманиковых отложений. На этом рисунке видно, что две зоны пониженного акустического импеданса разделены между собой зоной повышенных значений, которые соответствуют участкам, обладающим благоприятными коллекторскими свойствами, и зоне развития палеокарстовых структур с пониженными ФЕС соответственно. В тех интервалах разреза, где коллекторы отсутствуют, значения импеданса составляют 15000-17000 ед. для

высокоскоростного карбонатного разреза и 11000-12000 ед. – для более глинистого разреза. Карстовая зона в центральной части месторождения простирается с северо-запада на юго-восток. Опираясь на анализ промысловых данных, две разделяющие границы между коллекторами находятся между скважинами 1 и 2 (рис. 4.3). Карта акустического импеданса показывает, что эти две границы обусловлены присутствием внутри них палеокарстовых структур с повышенными значениями акустической жёсткости и низкой пористости. Экран, сформированный палеокарстовой зоной с пониженными ФЕС блокирует гидродинамическую связь между двумя данными скважинами. Тем не менее, стоит отметить что необходимы дополнительные данные ГИС и промысловые данные для того, чтобы количественно оценить степень влияния палеокарстовых систем на различия дебитов скважин в разных участках месторождения.

В настоящее время запасы нефти пласта  $D_{3dm}$  вырабатываются с недостаточной интенсивностью. Выработка запасов нефти пласта  $D_{3dm}$  неравномерна по площади (рис.4.3). Основная добыча нефти на месторождении ведётся из скважин, расположенных в сводовых частях залежей. Высокий процент обводнённости в скважинах (84-86%) связан с прорывами воды, обусловленными активностью подошвенных вод.

Рассматриваемая залежь характеризуется чрезвычайно большой проницаемостной неоднородностью коллекторов – проницаемость на разных участках изменяется в широком диапазоне (от нескольких Дарси – район скважины 19 до нескольких десятков мД – район скважины 15).

#### **4.3 Сопоставление полученной информации**

В данной части приводится сопоставление полученных результатов применения комплексной методики путем совместного анализа структурных карт, карт параметра вариативности, акустического импеданса и ортогональной декомпозиции. Выделены две обособленные зоны, имеющие благоприятные для формирования скоплений углеводородов гипсометрические отметки и

значения акустического импеданса, а также наличие аномалий на карте ортогональной декомпозиции, связанных с трещиноватостью, и отсутствие аномалий на карте вариативности, характерных для палеокарстовых структур (Рисунок 4.4). Наиболее полно результаты исследований калибруются между собой в зоне 1-S (Ариельская структура).

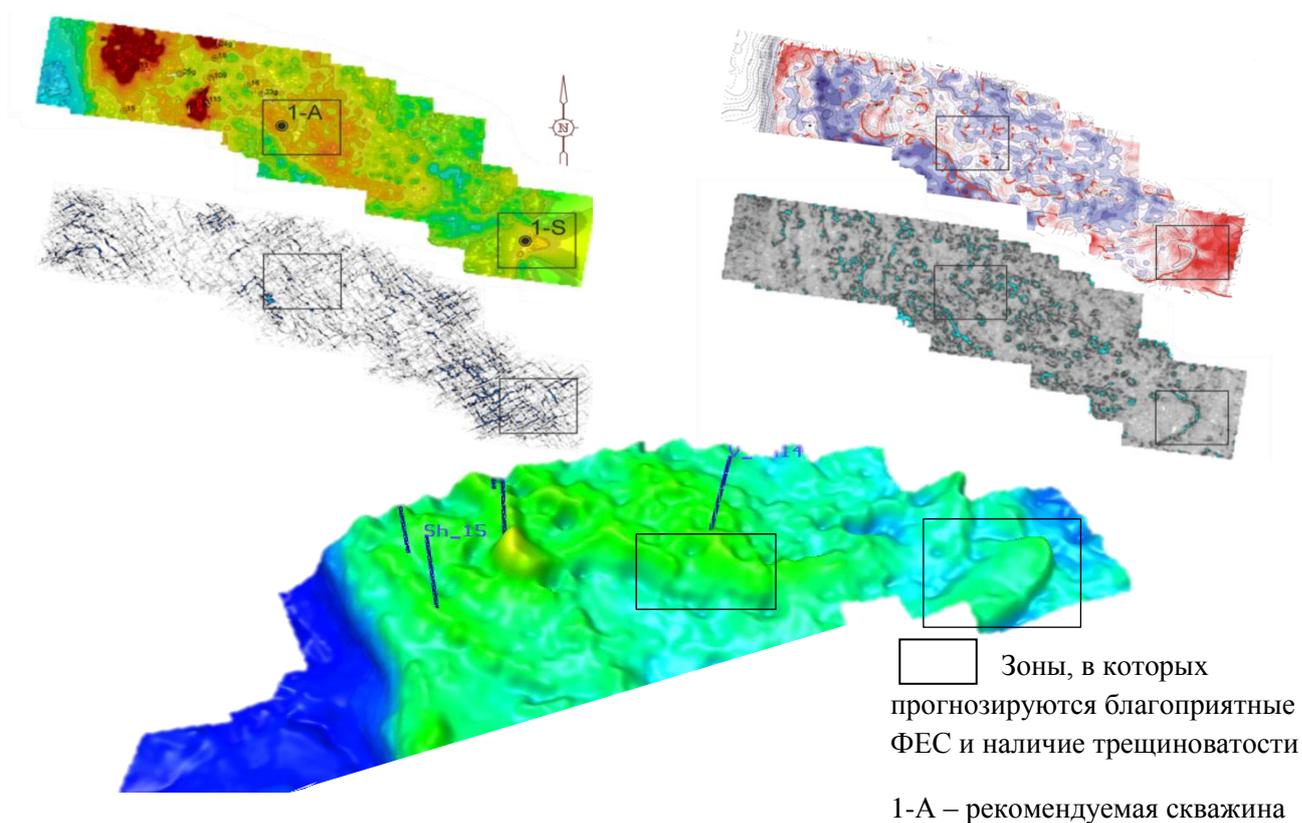


Рисунок 4.4 Выделение перспективных зон в пределах исследуемого района по результатам комплексных исследований

Учитывая пониженные значения акустического импеданса, в этой зоне прогнозируется наличие коллекторов в доманиково-сирачойских отложениях с благоприятными фильтрационно-ёмкостными свойствами. Согласно расположению аномалий на карте ОГ Шf<sub>2</sub> ортогональной декомпозиции, в зоне 1-S прогнозируется наличие трещин северо-западного простирания. Отсутствие в зоне системы палеокарстовых структур с выполненным твердыми минералами поровым пространством подтверждается картой вариативности для ОГ Шf<sub>2</sub>. Рекомендуется бурение в данной зоне поисковой скважины с отбором керна из доманиково-сирачойского интервала и выполнением исследований

пластовым микроимиджером для выявления трещинных интервалов и определения азимута их распространения.

## **Заключение**

Предложен комплексный метод выделения палеокарстовых структур с помощью комбинирования результатов анализа керна, данных ГИС, инверсии сейсмических данных и сейсмических параметров. Этот метод позволяет выделить площадное распространение систем обрушенных палеокарстовых структур, выделенных в пределах исследуемого района, а также оценить степень их влияния на неоднородность карбонатного коллектора. Мелкомасштабные палеокарстовые структуры с пониженными ФЕС, которые развиты в пределах действующего месторождения, демонстрируют повышенный акустический импеданс, что связано с наличием эпигенетических минералов в структуре порового пространства, по сравнению с чистыми зонами которые имеют более менее равномерную пористость. Успешность применения инверсии сейсмических данных для картирования зон развития палеокарстовых структур по сути связан с возможностью данного метода отображать содержание ангидрита с точки зрения его способности формировать специфические геофизические отклики. Метод инверсии, основанный на модели, является полезным инструментом для того, чтобы охарактеризовать вертикальное и латеральное распространение систем палеокарстовых структур. Для выделения более крупных по размерам структур, связанных с обрушением карстовых полостей, эффективно применять параметризацию сейсмических данных (в частности параметр Variance). Предложенная гидрогеологическая модель объясняет принципы развития комплексной системы палеокарстовых структур в горизонте.

### **Основные результаты работы**

1. На примере литофациальной модели доманиково-сирачойских отложений сформирован обширный объём теоретической информации о природе происхождения и особенностях строения палеокарстовых структур,

выделенных в пределах Ижма-Печорской впадины, который явился основой для разработки и научного обоснования комплексной методики выделения таких структур.

2. Выполнена классификация геолого-геофизических параметров в разнофациальных доманиково-сирачойских отложениях, в том числе для палеокарстовых интервалов. Для них, по данным ГИС, в пределах исследуемого района характерны высокие значения скорости пробега волны (более 6 км/с), волны и плотности породы (2,7-2,9 г/см<sup>3</sup>), по данным сейморазведки 3D характерны повышенные значения акустического импеданса (15 000-17 000 ед.) и значения параметра вариативности на краях структур (более 0,6 ед.).

3. Определены петрофизические характеристики палеокарстовых интервалов разрезов скважин исследуемой территории. В зонах развития палеокарстовых структур на исследуемой площади фильтрационно-ёмкостные свойства коллектора являются неблагоприятными для его промышленной разработки (пористость меньше 2%, проницаемость меньше 1 мД).

4. С помощью комплексирования всей полученной информации автором разработана методика выявления зон с благоприятными коллекторскими свойствами в пределах карбонатного массива палеокарстового типа с использованием данных керна, ГИС, 3D сейсмической инверсии и ортогональной декомпозиции. Использование методики в пределах исследуемого района позволило оконтурить перспективные для последующего бурения зоны.

## Список литературы

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). – Екатеринбург : УрО РАН, 2004. – 304 с.
2. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А. Геология и геохимия нефти и газа. – М. : Академия, 2004.
3. Беляева Н.В., Корзун А.Л., Петрова Л.В. Модель седиментации франско-гурнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы. – СПб. : Наука, 1998. – 154 с.
4. Беляева Н.В. Природа унаследованных зон, контролирующих устойчивое рифообразование в позднем девоне на северо-востоке Европейской платформы // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар, 1999. – С. 89-91.
5. Беякова Л.Т. Отчет по теме «Обобщение материалов по стратиграфии и литофациальной характеристике разрезов осадочного чехла и фундамента на разведочных площадях Тимано-Печорской провинции». – Ухта, 1983.
6. Богданов Б.П. Особенности размещения верхнедевонских органогенных построек Тимано-Печорской провинции и их связь с разломами фундамента // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. – М. : ИГиРГИ, 1991. – С. 150-156.
7. Вендельштейн Б.Ю., Козяра В.Ф., Яценко Г.Г. Методические рекомендации по определению подсчетных параметров залежей нефти и газа по материалам геофизических исследований скважин с привлечением результатов анализов кернa, опробований и испытаний продуктивных пластов. – Калинин, 1990. – С. 261.
8. Горбачев Ю.И. Геофизические исследования скважин. – М. : Недра, 1990. – 398 с.
9. Григорьев С.Н. Подсчет балансовых запасов нефти и газа Макарьевского месторождения / ООО «Техноойл». – М., 2002.

10. Гумаров Р.К. Отчет по теме «Геологическая интерпретация данных МОГТ И ГИС с использованием результатов частотно-временных зависимостей (ЧВЗ) и типовых моделей строения франских отложений Ижма-Печорской синеклизы на Демаельской площади» / «НПП ГЕТЕК». – М., 2001.
11. Дедеев В.А., Гецен В.Г. и др., Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР. – Ленинград : Наука, 1982. – 200 с.
12. Дедеев В.А., Запорожцева И.В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. – Наука, 1985. – 47 с.
13. Жемчугова В.А. Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна. – Издательство Московского государственного горного университета, 2002. – Т. 2 : 243 с.
14. Журавлева И.Т., Космынин В.Н., Кузнецов В.Г. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения: Справочник. – М. : Недра, 1990. – 184 с.
15. Ивакин Б.Н., Карус Е.В., Кузнецов О.Л. Акустический метод исследования скважин. – М. : Недра, 1978. – 320 с.
16. Иванов А.А. Отчет по теме "Модель строения верхнедевонского карбонатного НГК в центральной части Ижемской ступени Ижма-Печорской впадины". – Ухта, 2002.
17. Иванов А.А. Отчет по теме «Комплексное обобщение материалов параметрического бурения и региональных геолого-геофизических работ на территории Тимано-Печорской провинции. Параметрические скважины 1-Низевая, 1-В.Щельяюр, 1-Брыкаланская, 1-Аресская, 11-Малая Пера / ТПО ВНИГРИ. – Ухта, 1987.
18. Иоспа В.Е. Отчет о результатах обработки сейсморазведочных данных 3D, полученных на Южно-Щельяюрской площади в 2003/2004 и 2004/2005г.г. / МФК «ПетроАльянс». – М., 2005.
19. Иудова О.М. Отчет по теме «Анализ ГРП и оперативный подсчет запасов. Этап 1. Оперативные подсчеты запасов по месторождениям ЗАО «РКМ ОЙЛ Низевое и Демаельское нефтяные месторождения (по состоянию на 01.11.2003г.)» / ООО «ПечорНИПИнефть». – Ухта, 2003.

20. Иудова О.М. Отчет по теме «Анализ ГРП и оперативный подсчет запасов. Этап 1. Оперативные подсчеты запасов по месторождениям ЗАО «РКМ ОЙЛ». Щельяюрское нефтяное месторождение (по состоянию на 01.11.2003г.)» / ООО «ПечорНИПИнефть». – Ухта, 2003.

21. Канева А.И. Отчет о результатах сейсморазведочных работ с.п. 12-02 на Вольминской площади сеймопартией 12-02 в 2001-2003 гг. (в 2-х книгах и 3-х папках) / ОАО «Севергеофизика». – Ухта, 2003.

22. Караулов В. В., Гречишникова И. А. Девонские эвстатические колебания в северной Евразии // Эвстатические колебания уровня мирового океана в девоне: Тез. докл. Москва, 1994. С. 20.

23. Карпюк Т.А., Османова Н.С. Строение рифогенных образований на Низевой площади по материалам съемки 3D // Геофизика. – 2003. – С. 136-139. – Специальный выпуск «Технологии сейсморазведки-II».

24. Карпюк Т.А. Отчет о результатах сейсморазведочных работ 3D, 2D на Нижненизевой, Осиновой и других смежных площадях с/п 7-01 масштаба 1:25000 в 2001-2002 г. г. (в 1 книге, в 3 папках) / ОАО «СЕВЕРГЕОФИЗИКА». – Ухта, 2002.

25. Карпюк Т.А. Отчет о результатах сейсморазведочных работ с.п. 12-02 на Вольминской площади сеймопартией 12-02 в 2001-2003 гг. (Щельяюрский участок 3D) / ОАО «СЕВЕРГЕОФИЗИКА». – Ухта, 2003.

26. Кащеев Д.Е., Кирнос Д.Г. Использование имитационного аннилинга для инверсии данных сейсморазведки // Геофизика. – 2002.

27. Козлов Е.А. Модели среды в разведочной сейсмологии. – Тверь : Издательство ГЕРС, 2006. – 480 с.

28. Колеватов М.Л. Отчет по полевым сейсморазведочным работам 3D, выполненным в зимнем сезоне 2004-2005 гг. на Южно-Щельяюрской площади / МФК «ПетроАльянс». – М., 2005.

29. Кузнецов В.Г. Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. – М. : ГЕОС, 2000. – 228 с.

30. Кушнарева Т.И. Отчет по теме «Комплексная обработка материалов параметрического бурения в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности

слабо изученных районов Тимано-Печорской провинции. Параметрические скважины Ижма-1, Щельяюр-1. – Ухта : УТЭ УТГУ, 1967.

31. Ларионов В.В. Радиометрия скважин. – М. : Недра, 1969. – 327 с.

32. Латышева М.Г. Практическое руководство по интерпретации диаграмм геофизических методов исследования скважин. – М. : Недра, 1981. – Изд. 2-е перераб : 182 с.

33. Лесева С.М. Оперативный подсчет запасов нефти на Южно-Седмесском месторождении / ЗАО «Инженерный центр Коми нефтяной компании». – Ухта, 2005.

34. Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М. : Наука, 1970. 84 с.

35. Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтеносность осадочных бассейнов Европейского Севера России. – Екатеринбург : УрО РАН, 2002. – 270 с.

36. Малышева Е.О., Майдль Т.В., Малышев Н.А. и др. Региональные несогласия и хроностратиграфия палеозойских отложений Печорского бассейна // Геология горючих ископаемых европейского севера России. – Сыктывкар, 1998. – Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. – 97. – С. 16-36.

37. Малышева Е.О. Предкунгурский перерыв на территории Печорского осадочного бассейна // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. – Сыктывкар : Тр. Ин-та геологии Коми научн.центра УрО РАН, 1998. – Т. 95.

38. Матвиевская Д.Н. Сейсмостратиграфические критерии выделения рифов в палеозойских некомпенсированных прогибах Тимано-Печорской нефтегазонасной провинции // Геотектоника европейского Северо-Востока СССР. – Ухта : Геотектоника европейского Северо-Востока СССР: Тр. X геол. конф. Коми АССР, 1988. – С. 124-129.

39. Меннер В.В. Литологические критерии нефтегазонасности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. – М. : Недра, 1989. – 133 с.

40. Мигунов Л. В. О карстовых породах в разрезе кунгурского яруса Соликамского района // Вестник Московского университета, 1976. Сер. 4. Геология. №. 4. С. 114-117.

41. Никонов Н. И. Верхнепермские аллювиально-дельтовые зоны нефтенакопления южной части Ижма-Печорской впадины // Печорский нефтегазоносный бассейн (литология и геотектоника). Сыктывкар, 1984. С. 82-94. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 47).

42. Оловянишников В.Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. – Сыктывкар : Геопринт, 2004. – 80 с.

43. Орлов А. Н., Лазарев Д. К., Раевская Е. Г., Макарова И. Р. Верхнефранские отложения Ухтинского района с позиции секвенсстратиграфии // Секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ: Тез. докл. СПб, 1995. С. 95-96.

44. Пармузина Л. В., Кокин П. Н. Строение верхнедевонских нефтегазоносных отложений центральной части Ижма-Печорской впадины // Наследие А. Я. Кремса – в трудах ухтинских геологов. Ухта, 1992. С. 65-69.

45. Петренко Е.Л. Отчет по теме "Комплексный анализ материалов бурения параметрической скважины № 1-Ю. Болотная" / ТП НИЦ. – Ухта, 2001.

46. Петрова А.Е., Евстигнеева И.В. Результаты новейших сейсмогеологических исследований сирачойско-доманиковых отложений зоны барьерного рифа Ижемской впадины Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Геофизика, геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2005. – 11. – С. 27-35.

47. Петрова И.В., Малышева Е.О. и др. Отчет о результатах проведения речной сейсмической съемки 2D методом ОГТ на Осиновой и Щельяюрской площадях / МФК "ПетроАльянс Сервисис Компани Лимитед". – М., 2005.

48. Петрова И.В. Малышева Е.О. и др., Отчет о результатах проведения сейсмической съёмки 2D на Бедамель-Седмесской площади / МФК "ПетроАльянс Сервисис Компани Лимитед". – М., 2005.

49. Петрова И.В., Хипели Р.В. и др. Отчет о результатах проведения сейсмической съёмки 2D на Болотной группе площадей / МФК "ПетроАльянс Сервисис Компани Лимитед". – М., 2005.

50. Приезжев И.И. Информационные технологии комплексной интерпретации геофизических данных для геологического моделирования: дис. ... д-р. тех. наук: 25.00.10. – М., 2010. – 225 с.

51. Страхов Я. М. Основы теории литогенеза. – 3 изд. – М.: АН СССР, 1963. – 550 с.

52. Фортунатова Н.К. Седиментологическое моделирование осадочных комплексов. – Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт НИА – Природа, 2005.

53. Чупров В.С. Сейсмостратиграфия палеозойских отложений Ижемской впадины в связи с нефтегазоносностью: дис. ... канд тех. наук: 25.00.12. – Сыктывкар, 2002. – 223 с.

54. Шубин А.В. Методика изучения сложнопостроенных природных резервуаров на основе петроупругого моделирования и инверсии сейсмических данных: дис. ... канд тех. наук: 25.00.10. – М., 2014. – 133 с.

55. Arsalan S Yadav A., Application of extended elastic impedance: A case study from Krishna-Godavari Basin, India // The Leading Edge. – 2009. – 28. – С. 1204-1209.

56. Avseth P. Flesche H., and van Wijngaarden, A.-J., AVO classification of lithology and pore fluids constrained by rock physics depth trends // The Leading Edge. – 2003. – 22. – С. 1004-1011.

57. Avseth P. Flesche H., and van Wijngaarden, A.-J., AVO classification of lithology and pore fluids constrained by rock physics depth trends // The Leading Edge. – 2003. – 22. – P. 1004-1011.

58. Avseth P. Mukerji T., Mavko G. Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk. – Cambridge University, 2005.

59. Bosch M. Mukerji T., Gonzalez E., Seismic inversion for reservoir properties combining rock physics and geostatistics // *Geophysics*. – 2010. – 75. – C. 165-176.
60. Candelaria M.P. Reed C.L., Paleokarst, karst related diagenesis and reservoir development: examples from Ordovician-Devonian age strata of West Texas and the Mid-Continent // *Permian Basin Section SEPM Publication*. – 1992. – 92. – C. 202.
61. Connolly P. Elastic impedance // *The Leading Edge*. – 1999. – 18. – C. 438-452.
62. Dubrule O. Geostatistics for seismic data integration in earth models // *SEG-EAGE Publications*. – 2003.
63. Duijndam A. J.W., Bayesian estimation in seismic inversion, part I: Principles // *Geophysical Prospecting*. – 1988. – 36. – C. 878-898.
64. Duijndam A. J.W., Bayesian estimation in seismic inversion, part II: Uncertainty analysis // *Geophysical Prospecting*. – 1988. – 36. – C. 899-918.
65. Flugel E., *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation*. – Berlin : Berlin and Heidelberg GmbH & Co, 2004. – Vol. 1 : 1-996 p.
66. Hammes U. Lucia F.J., Kerans C., Reservoir heterogeneity in karst-related reservoirs: Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas // *West Texas Geological Society*. – 1996. – 96. – C. 99-117.
67. Hampson D. Schuelke J.S., Quirein J.A. Use of multiattribute transforms to predict log properties from seismic data // *Geophysics*. – 2001. – 66. – C. 220-231.
68. Hampson D. Schuelke J.S., Quirein J.A., Use of multiattribute transforms to predict log properties from seismic data // *Geophysics*. – 2001. – T. 220-231, 66.
69. Hampson D.P. Russell B.H., Bankhead, B., Simultaneous inversion of pre-stack seismic data // *SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts*. – 2005. – C. 1633-1637.
70. Kerans C. Integrated characterization of carbonate ramp reservoirs using Permian San Andres outcrop analogs // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. – 1994. – 78. – C. 181-216.

71. Kerans C. Karst-controlled reservoir heterogeneity in Ellenburger Group carbonates of West Texas // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. – 1988. – 72. – C. 1160-1183.

72. Lancaster S. and Whitcombe, D., Fast track 'coloured' inversion // SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts, . – 2005. – C. 1572-1575.

73. Latimer R.B. Davison R. and Van Riel P. Interpreter's guide to understanding and working with seismic derived acoustic impedance data // The Leading Edge. – 200. – T. 3, 19. – C. 242-256.

74. Levy S. and Fullagar P. K. Reconstruction of a sparse spike train from a portion of its spectrum and application to high-resolution deconvolution // Geophysics. – 1981. – C. 46.

75. Lindseth R. Synthetic sonic logs – a process for stratigraphic interpretation // Geophysics. – 1979. – 44. – C. 3-26.

76. Loucks R. G. & J. H. Anderson Depositional facies and porosity development in Lower Ordovician Ellenburger dolomite, Puckett Field, Pecos County, Texas // Carbonate reservoir rocks: SEPM Core Workshop. – 1980. – 1. – C. 1-31.

77. Loucks R. G. & J. H. Anderson Depositional facies, diagenetic terrains, and porosity development in Lower Ordovician Ellenburger Dolomite // Carbonate petroleum reservoirs: Springer-Verlag. – 1985. – C. 19-38.

78. Loucks R. G., and P. Mescher Coalesced-collapsed paleocave systems: Origins, spatial complexity, and reservoir implications // AAPG Annual Meeting. – Houston : SEPM Field Trip Guidebook, 2002. – 7. – P. 81.

79. Loucks R.G. Handford R.H., Origin and recognition of fractures, breccias, and sediment fills in paleocave-reservoir networks // Permian Basin Section SEPM Publication. – 1992. – 92. – C. 31-44.

80. Lucia F. J., Lower Paleozoic cavern development, collapse, and dolomitization, Franklin Mountains, El Paso, Texas.- in D. A. Budd, A. H. Saller, and P. M. Harris, eds., Unconformities and porosity in carbonate strata // American Association of Petroleum Geologists Memoir. – 279-300, 1995. – 63. – P. 279-300.

81. Lucia F. J., Sedimentation and paleogeography of the El Paso Group.- in W. J. Stewart, ed., Delaware basin exploration // West Texas Geological Society Guidebook. – 1968. – 68. – P. 61-75.

82. Lucia F. J., Structural and fracture implications of Franklin Mountains collapse brecciation.- in E. L. Stoudt, ed., Precambrian-Devonian geology of the Franklin Mountains, West Texas-Analogs for exploration and production in Ordovician and Silurian karsted reservoirs // West Texas Geological Society 1996 Annual Field Trip Guidebook, WTGS Publication. – 96. – P. 117-123.

83. Ma X.-Q. Simultaneous inversion of prestack seismic data for rock properties using simulated annealing // Geophysics. – 2002. – 67. – C. 1877-1885.

84. Mallick S. Model-based inversion of amplitude-variations with offset data using a genetic algorithm // Geophysics. – 1995. – 60.

85. Mavko G. Mukerji T., Dvorkin J. The Rock Physics Handbook, Tools for Seismic Analysis in Porous Media. – Cambridge University Press, 2009. – T. 2nd edition.

86. Mazzullo S.J. Chilingarian G.V., Hydrocarbon reservoirs in karsted carbonate rocks // Carbonate reservoir characterization: a geologic-engineering analysis. – 1996. – T. 2. – C. 685-797.

87. Mosegaard K. and Vestergaard P.D. A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information // Geophysical Prospecting. – 1991. – 39. – C. 599-611.

88. Oldenburg D. Scheuer T., Levy S. Recovery of the acoustic impedance from reflection seismograms // Geophysics. – 1983. – 48. – C. 1318-1337.

89. Press W.H. Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P., Numerical recipes. The art of scientific computing. – Cambridge University Press, 2007.

90. Ruger A. and Tsvankin I. Azimuthal variation of AVO response for fractured reservoirs // 65th SEG meeting, Expanded Abstracts. – 1995. – T. 1103-1106.

91. Sacchi M. D. and Ulrych, T. J. High-resolution velocity gathers and offset space reconstruction // Geophysics. – 1995. – T. IV, 60. – C. 1169-1177.

92. Sava D. C. Florez J. M., Mukerji T., Mavko G., Seismic fracture characterization using statistical rock physics: James Lime reservoir, Neuville field // 72nd Ann. Int. SEG Meeting, Expanded Abstracts. – 2002. – C. 1889-1892.
93. Sayers C. Geophysics Under Stress: Geomechanical Applications of Seismic and Borehole Acoustic Waves // SEG/EAGE DISC. – 2010.
94. Sen M.K. Seismic Inversion. – Society of Petroleum Engineers, 2006.
95. Simmons J. Backus M.M., AVO modeling and the locally converted shear wave // Geophysics. – 1994. – 46. – C. 1237-1248.
96. Tarantola A. Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation. – Elsevier Scientific Publ. Co.Inc., 1987.
97. Tenghamn R. Dhelie GeoStreamer – increasing the signal-to-noise ratio using a dual-sensor towed streamer // First break. – 2009. – 27. – C. 45-51.
98. Van der Baan M. Time-varying wavelet estimation and deconvolution by kurtosis maximization // Geophysics. – 2008. – 73. – C. 11-18.
99. Walden A. T., and Hosken, J. W. J., An investigation of the spectral properties of primary reflection coefficients // Geophysical Prospecting. – 1985. – 33. – C. 400-435.
100. Whitcombe D. Extended elastic impedance for fluid lithology prediction // Geophysics. – 2002. – 67. – C. 63-67.
101. Whitcombe D. lastic impedance normalization // Geophysics. – 2002. – 67. – C. 60-62.
102. Wilson J.L. Medlock R.L., Fritz R.D., Canter K.L., Geesaman R.G., A review of Cambro-Orodovician breccias in North America // SEPM Publication. – 1992. – 92. – C. 19-29.
103. Wright V. P., Esteban M., Smart P.L., Palaeokarst and palaeokarstic reservoirs // PRIS Contribution. – 1991. – 152. – C. 158.
104. Yilmaz O. Seismic Data Processing // Soc. Expl. Geophys. – 2001.